

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL

MINÉRALISATIONS POLYMÉTALLIQUES DE LA PROPRIÉTÉ NICHOLAS-
DENYS, NOUVEAU BRUNSWICK : CARACTÉRISATION STRUCTURALE ET
TYPOLOGIE MÉTALLIQUE

MÉMOIRE

PRÉSENTÉ

COMME EXIGENCE PARTIELLE

DE LA MAÎTRISE EN SCIENCES DE LA TERRE

PAR

CLYDE MCMILLAN

JUIN 2016

UNIVERSITÉ DU QUÉBEC À MONTRÉAL
Service des bibliothèques

Avertissement

La diffusion de ce mémoire se fait dans le respect des droits de son auteur, qui a signé le formulaire *Autorisation de reproduire et de diffuser un travail de recherche de cycles supérieurs* (SDU-522 – Rév.07-2011). Cette autorisation stipule que «conformément à l'article 11 du Règlement no 8 des études de cycles supérieurs, [l'auteur] concède à l'Université du Québec à Montréal une licence non exclusive d'utilisation et de publication de la totalité ou d'une partie importante de [son] travail de recherche pour des fins pédagogiques et non commerciales. Plus précisément, [l'auteur] autorise l'Université du Québec à Montréal à reproduire, diffuser, prêter, distribuer ou vendre des copies de [son] travail de recherche à des fins non commerciales sur quelque support que ce soit, y compris l'Internet. Cette licence et cette autorisation n'entraînent pas une renonciation de [la] part [de l'auteur] à [ses] droits moraux ni à [ses] droits de propriété intellectuelle. Sauf entente contraire, [l'auteur] conserve la liberté de diffuser et de commercialiser ou non ce travail dont [il] possède un exemplaire.»

REMERCIEMENTS

Je tiens à remercier tous les gens qui m'ont soutenu tout au long de la rédaction de mon mémoire. Je suis profondément reconnaissant de la chance qui m'a été donnée afin d'exercer et de perfectionner un métier qui me passionne.

Tout d'abord, je remercie mon directeur de recherche, Alain Tremblay, pour sa patience, sa disponibilité et ses commentaires m'ayant guidé à la fois vers une meilleure compréhension du sujet et vers une meilleure technique de l'écrit.

Je remercie plus particulièrement Marcel Robillard et Dominique Gagné, de Puma Exploration Inc., qui, sans eux, ce projet n'aurait pu être mis en oeuvre. Leur contribution m'a amené à l'obtention de la bourse BMP innovation, un support financier élaboré par le Conseil de recherches en sciences naturelles et en génie du Canada et les Fonds de recherche du Québec – Nature et technologies, qui, à leur tour, sont grandement remerciés.

J'exprime toute ma gratitude au personnel de Puma Exploration avec qui j'ai pu travailler sur le terrain, soit Caroline Richer, Sacha Marier Boston, Simon Bernier et Yvan Riguet. Je remercie le personnel du gouvernement du Nouveau-Brunswick, James Walker, pour ses commentaires sur le terrain ainsi que pour sa participation financière et de ses conseils au cours de l'échantillonnage, et Nicole Hatheway, pour la transmission de toutes les publications dans le secteur d'étude.

Je tiens à exprimer ma reconnaissance envers tous les professeurs et chargés de cours à l'UQÀM et le laboratoire du GEOTOP, soit Michel Jébrak, Pierre Lacoste, Normand Goulet, André Poirier et Jean-François Hélie, pour lesquels leurs conseils

ont été essentiels à mon apprentissage. Je tiens à remercier Michelle Laithier, Raynald Lapointe et Frederik Toupin pour leur assistance technique.

Je remercie mes amis et camarades de classe à l'UQÀM, avec lesquels j'ai pu partager des expériences formidables, entre autres, au cours de voyages géologiques en Abitibi, au Québec, au Brésil, en Albanie et au parc de Yellowstone. Je pense particulièrement à Christophe, James, Marion, Nicolas, Noémie, Sacha, Samuel, Julien et Yannick.

Un dernier message à mes parents, le reste de ma famille ainsi que tous mes amis : je vous aime.

TABLE DES MATIÈRES

| | |
|---|------|
| RÉFÉRENCES..... | ii |
| LISTE DES FIGURES..... | vii |
| LISTE DES TABLEAUX..... | xvi |
| RÉSUMÉ..... | xvii |
| ABSTRACT..... | xix |
| CHAPITRE I..... | 1 |
| INTRODUCTION..... | 1 |
| 1.1 Introduction et organisation du mémoire..... | 1 |
| 1.2 Contexte géologique..... | 2 |
| 1.3 Contexte historique..... | 9 |
| 1.4 Problématique..... | 10 |
| 1.5 Méthodologie..... | 11 |
| CHAPITRE II..... | 12 |
| CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL..... | 12 |
| 2.1 Évolution tectonique des Appalaches du Nord..... | 12 |
| 2.2 Lithostratigraphie du NE du Nouveau-Brunswick..... | 18 |
| 2.2.1 La zone de Dunnage..... | 18 |
| 2.2.2 Séquence siluro-dévonienne..... | 19 |
| 2.2.3 Lithostratigraphie du synclinal de la Rivière Nigadoo..... | 22 |
| 2.3 Structure et métamorphisme..... | 25 |
| 2.3.1 Enregistrements des déformations dans les roches ordoviciennes..... | 25 |
| 2.3.2 Enregistrement des déformations dans les roches siluriennes..... | 26 |
| 2.3.3 Les failles du synclinal de la Rivière Nigadoo..... | 27 |
| 2.4 Magmatisme felsique et mafique du Dévonien supérieur..... | 28 |

| | |
|--|-----|
| 2.5 Contexte métallogénique de la propriété de Nicholas-Denys..... | 30 |
| CHAPITRE III | 34 |
| ÉTUDES DES INDICES MINÉRALISÉS DE RAYA, DE DANTE ET DU GÎTE DE HACHEY | 34 |
| 3.1 Contexte géologique | 35 |
| 3.2 Description des aires d’affleurement | 37 |
| 3.2.1 Décapage de Raya | 38 |
| 3.2.2 Décapage de l’indice de Dante | 56 |
| 3.3 Étude du gîte minéralisé de Hachey..... | 62 |
| 3.3.1 Lithologies | 64 |
| 3.3.2 Structures sur le gîte de Hachey | 65 |
| 3.4 Analyse structurale..... | 67 |
| 3.4.1 Théorie de la fracturation | 68 |
| 3.4.2 Interprétation structurale..... | 71 |
| CHAPITRE IV | 77 |
| ÉTUDE DE LA MINÉRALISATION ET ANALYSE GÉOCHIMIQUE DES ÉCHANTILLONS | 77 |
| 4.1 Indices de Raya et de Dante..... | 77 |
| 4.1.1 Analyse macroscopique..... | 77 |
| 4.1.2 Analyse microscopique..... | 81 |
| 4.2 Gîte de Hachey..... | 86 |
| 4.2.1 Altération hydrothermale..... | 92 |
| 4.3 Analyse statistique des teneurs en métaux..... | 95 |
| 4.4 Synthèse et Interpretation | 98 |
| 4.5 Analyse isotopique des échantillons | 101 |
| 4.5.1 Approche théorique | 101 |
| 4.5.2 Méthodologie..... | 103 |
| 4.5.3 Résultats..... | 106 |
| 4.5.4 Interprétation | 112 |

| | |
|--|-----|
| CHAPITRE V | 115 |
| DISCUSSION | 115 |
| 5.1 Modèles génétiques..... | 115 |
| 5.2 Modèle hydrothermal-magmatique..... | 116 |
| 5.3 Un modèle exhalitif pour le gîte de Hachey?..... | 122 |
| CHAPITRE VI | 128 |
| CONCLUSION | 128 |
| APPENDICE A | 142 |

LISTE DES FIGURES

| | | |
|------------|--|----|
| Figure 1.1 | Position paléogéographique de Laurentia et de Gondwana durant les périodes du Silurien et du Dévonien (Pollock <i>et al.</i> , 2012) | 3 |
| Figure 1.2 | Carte géologique des Appalaches du Canada continental et de la Nouvelle-Angleterre montrant les éléments lithotectoniques majeurs (modifiée de Tremblay et Pinet, 2005). Corridor d'Aroostook–Matapédia (AM) et Corridor de Fredericton (FRED). MCL – Massif de Chain Lake; AA-P – anticlinorium d'Aroostook–Percé; SBC – synclinorium de la Baie des Chaleurs; BHA – anticlinal de Bronson Hill; AHTM – anticlinorium des Hautes-Terres de Miramichi; MWA – anticlinal de Munsungun– Winterville; LBB – Ligne de Baie Verte–Brompton; FSS – Faille de Shickshock-Sud; FGP – Faille de Grand Pabos; FRBM – Faille de Rocky Brook-Millstream; FC – Faille de Catamaran; Conn – Connecticut; Mass – Massachussets; Me – Maine; NB – New Brunswick; NH – New Hampshire; Qc – Québec; Vt – Vermont | 5 |
| Figure 2.1 | Les bassins successeurs de la chaîne nord-appalachienne. Avec le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (jaune), l'anticlinorium d'Aroostook-Percé (bleu foncé), le Synclinorium de la Baie des Chaleurs (rouge) et l'anticlinorium des Hautes-Terres de Miramichi (bleu clair). Le domaine de Fredericton n'est pas représenté. Le synclinorium de la Rivière Nigadoo (vert) est situé entre la boutonnière d'Elmtree (noir) et les roches de l'anticlinorium des Hautes-Terres de Miramichi (modifié de Walker et McCutcheon 1995). RBMF : Faille de Rocky Brook-Millstream. | 17 |

- Figure 2.2 Carte géologique du synclinorium de la Baie des Chaleurs dans la partie NE du Nouveau-Brunswick et localisation des différentes structures régionales. Le synclinal de la Rivière Nigadoo (vert) est recoupé par le pluton de Nicholas-Denys (magenta). FE – Faille d’Elmtree ; FRBM – Faille de Rocky Brook-Millstream ; AHTM – Anticlinorium des Hautes Terres de Miramichi.22
- Figure 2.3 Log schématique de la séquence sédimentaire du synclinal de la Rivière Nigadoo (inspiré des articles de Walker et McCutcheon, 1995 et Wilson et Kamo, 2012). Le membre de Limestone Point n’est pas représenté dans cette section.24
- Figure 2.4 Carte géologique simplifiée de la propriété Nicholas-Denys (inspiré des travaux de Davies *et al.*, 1969 et de van Staal, 2007a) montrant, entre autres, les différents gîtes minéralisés. Le métamorphisme de contact est une interprétation des travaux de Walker *et al.*, (1993). La distribution des métaux du centre du pluton vers la périphérie SO est : Mo – W – Cu – Pb-Zn-Ag – Au-As – Sb32
- Figure 3.1 Coupe géologique interprétative du synclinal de la Rivière Nigadoo, modifiée de Walker *et al.*, (1991). La localisation des indices minéralisés de Dante et de Raya est indiquée par la flèche rouge.36
- Figure 3.2 Vue en plan de la géologie du secteur de Raya-Dante suite aux travaux de cartographie réalisés pendant les étés 2011 et 2012.37
- Figure 3.3 Carte géologique du décapage de l’indice de Raya. L’hydrothermalisme se traduit par un réseau de veines dans les formations de Weir (réseau minéralisé de couleur noire) et de La Vieille tandis que le gabbro est affecté par des veines moins fréquentes et plus espacées mais plus épaisses.39

Figure 3.4 Photographie au microscope montrant la texture ophitique dans le gabbro, figure du haut, et les cristaux d'actinote-trémolite (Act-Tr) associée à de l'épidote (Ep), de la biotite (Bt) et de la chlorite (verdâtre) sur la figure du bas.41

Figure 3.5 Photographie d'échantillons de cataclasites retrouvées en forages sur les zones de Raya et de Dante. (A) Mylonite avec chlorite étiré (B) Ultracataclastite avec des fragments de magnétite dans une matrice à talc-carbonates et (C) Brèche de faille caractérisée par des clastes anguleux altérés en magnétite et des veines à talc-chlorite +/- carbonates-serpentine. (D) Protomylonite constituée par les fragments étirés et hématisés de la Formation conglomératique de Weir. Diamètre du forage : NQ.....42

Figure 3.6 Photographie au microscope, de la Formation de Weir, montrant la texture trachytique d'un claste volcanique (A) puis des clastes chertueux (B), des clastes d'épidote (C et F) et des clastes pyroclastiques (D) dans le faciès conglomératique. La photo E, du faciès lutite greywacke, montre des lits présentant une granulométrie plus fine, avec des éléments atteignant la taille maximale de 10 μm , et des lits présentant une granulométrie plus grossière avec des éléments atteignant la taille maximale de 70 μm45

Figure 3.7 Photographies de terrain montrant les différentes lithologies de métacalcaires avec des interlits plutôt argileux sur Dante (photo A) et des lithologies plutôt gréseuses (B). Deux faciès de polarité normale ont été retrouvés sur Raya : avec une granulométrie croissante (C), suggérant une polarité vers le sud, et des "flutes casts" (D). Ces dernières révèlent un paléocourant de direction vers le nord. La photo (E) illustre la présence de blocs de marbre demeurés intacts lors de l'altération.....47

Figure 3.8 Photographie au microscope de la Formation de La Vieille montrant (A) de la sparite déformée recoupée par les sulfures (opaques) et des cristaux

d'actinote-trémolite. La photo B montre des plagioclases et des clastes altérés en épidote et chlorite. Au sein du calcaire, les cristaux de sparite forment une texture parfois granoblastique (C), les interlits argileux sont identifiables grâce à la concentration plus élevée en matériel sombre et en minéraux opaques..... 49

Figure 3.9 Affleurements sur le côté nord du synclinal de la Rivière Nigadoo à Limestone Point, où a été reconnu la discordance angulaire entre les calcaires de la Formation de La Vieille (B) et les conglomérats de Simpsons Field. (A) Des paléochenaux composés par des clastes calcaires indiquent une polarité normale vers le sud dans la Formation de Simpsons Field. 50

Figure 3.10 Log sédimentaire levé sur le décapage de l'indice de Raya 51

Figure 3.11 Photographie de terrain montrant les différentes structures sur le décapage de Raya. (A) Veines à Pb-Zn, d'orientation NO-SE et à pendage subvertical, associée avec une altération blanche (smithsonite et cérusite). (B) Zone de cisaillement ESE où les crochons de faille indiquent un mouvement senestre et/ou normal. (C) Veine de quartz plissée engendrée par la rotation et la propagation d'une fracture dans la zone de cisaillement NE-SO. (D) Foliation à faible pendage associée à des zones recristallisées dans la formation de La Vieille. 52

Figure 3.12 Stereonets répertoriant les différentes mesures de stratification S0, de foliation S1, de structures orientées à pendage modéré à fort et des veines minéralisées NO-SE sur Raya. Projection hémisphère sud. 54

Figure 3.13 Photographie sur le décapage de Raya montrant la présence de deux plis en chevrons dans la formation de La Vieille, vue vers l'ouest à l'extrémité est du décapage. Ces plis sont interprétés comme étant d'origine Acadienne.... 55

Figure 3.14 Carte géologique détaillée du décapage de l'indice de Dante. 56

- Figure 3.15 Photographies au microscope montrant les différents types de clastes dans la Formation de Simpsons Field. (A) Un claste montrant des lattes de feldspaths associées avec des vésicules dans une matrice sombre indiquant la présence de clastes d'origine volcanique. (B) Un claste incluant un matériel opaque inframicrométrique indiquerait une origine pyroclastique. (C) Un claste montrant la présence de feldspaths avec le même type d'altération identifié dans le gabbro du Mélange de la Formation de la Rivière Belledune suggère une origine gabbroïque. (D) Des clastes plutoniques montrent la présence de feldspaths parfois courbés et des bords de clastes séricitisés. (E) Claste conglomératique dans le conglomérat. (F) Un claste montrant des litages inframicrométriques courbés dont l'origine est attribuée à un cristal d'agate. ... 58
- Figure 3.16 Log sédimentaire effectué sur le décapage de Dante..... 60
- Figure 3.17 Mesures de stratification S₀, de structures orientées NE-SO et les veines d'extension à cisaillement senestre sur Dante. Projection hémisphère sud.
..... 62
- Figure 3.18 Cartographie détaillée du décapage de Hachey, vue en plan..... 63
- Figure 3.19 Photographie de forage sur le décapage de Hachey montrant les faciès de greywacke de la formation de Millstream (A) et de schiste pélitique (B). 65
- Figure 3.20 Projection stereographique des fabriques S₂ sur Hachey. Projection sur l'hémisphère sud. 66
- Figure 3.21 (A) Structures d'entraînement compatible avec un décrochement dextre au sein du schiste pélitique silicifié. (B) De petits décrochements senestres, plus rares que sur Dante, sont identifiables. (C) Photographie sur le décapage de Hachey montrant les deux différentes schistosités S₁ et S₂..... 67

- Figure 3.22 Modèle de Riedel pour la zone de Raya-Dante (modifiée de Sylvester, 1988) 70
- Figure 3.23 Comparaison des différentes structures entre Raya (bleu) et Dante (vert). La différence de direction des plans de stratification : une rotation horaire de 30° semble affecter les lits calcaires de Raya par rapport à Dante. Projection hémisphère sud..... 75
- Figure 3.24 Rotation de bloc rigide dans un régime de décrochement dextre (tirée de Ron *et al.*, 1984). Le schéma A est le modèle de rotation type domino et le schéma B est le modèle présentant une variation aléatoire de blocs indépendants (Sylvester, 1988). 76
- Figure 4.1 Exemples des textures retrouvées, en surface et en profondeur, indiquant une activité hydrothermale. (A) Les discontinuités sont bréchifiées, altérées et minéralisées. (B) Des veinules tardives de carbonates recoupent la Formation de La Vieille. (C) Veine de carbonates-quartz-sulfures recoupant la Formation de Weir cataclasée, indiquant que l'hydrothermalisme est tardif. (D) Altération à calc-silicates au sein de la Formation de Weir. Diamètre des forages : NQ..... 80
- Figure 4.2 Photographies au microscope de la minéralisation. Les photos A et B montrent les épontes d'une veine recoupant la Formation de Simpsons Field. La zone silicifiée et la zone riche en actinotes-trémolites forment la transition avec l'encaissant. Les sulfures en rouge sont la pyrite et la chalcoppyrite. La calcite, au centre de la veine, forme des textures lamellaires, ce qui suggère une ébullition. La photo C montre la présence de pyrite (Py1) recoupée par la sphalérite. La galène (Gal) et la sphalérite (Sphl) sont en équilibre avec les prismes d'actinote-trémolite (C et F). La pyrite tardive (Py2) est associée avec de la chlorite et de l'arsénopyrite. (D) La sphalérite enrobe la pyrite (Py1). Le cercle rouge de la photo E montre la présence de textures d'exsolution de pyrite dans la pyrrhotite,

et semble identique aux photos de la minéralisation de Deakin (2011) sur le décapage de Hachey. (F) Veine recoupant la Formation de Weir : la sphalérite contient des inclusions de pyrrhotite et de chalcopryrite qui se seraient formées lors du refroidissement. 83

Figure 4.3 Photographie de forage, de diamètre NQ, (A) et au microscope (B et C). La minéralisation se compose majoritairement de pyrrhotite (Po) avec de la sphalérite (Sphl). Des veinules de pyrite tardive (Py 2), associé avec de l'arsénopyrite et la chlorite, recoupent la minéralisation. La photo C montre l'équilibre des sulfures avec les cristaux d'actinotes-trémolites. 85

Figure 4.4 Photographie et schéma explicatif montrant la minéralisation recoupant l'encaissant sur le décapage de Hachey. L'entraînement de la foliation S1 met en évidence le sens dextre du décrochement. 88

Figure 4.5 Photographie de forage, de diamètre NQ, sur la zone de Hachey montrant (A) l'altération en calc-silicates associée à la minéralisation et (B) la présence de feldspaths-K associés aux veines de carbonates. 89

Figure 4.6 Photographie de forage montrant la minéralisation sur le décapage Hachey. La sphalérite est étirée et les cristaux de calcite sont arrondis dans une matrice de pyrrhotite. Diamètre du forage : NQ. 90

Figure 4.7 Photographie de la minéralisation au microscope, tirée de Deakin (2011), montrant (A) les textures de déformations locales des sulfures. (B) La pyrrhotite est entourée par la sphalérite et contient des inclusions de pyrite. (C) Des cristaux de calc-silicates, d'épidote (Deakin, 2011), suggèrent une mise en place dans un régime d'extension post-Acadien. 91

Figure 4.8 Diagramme de Grant montrant les changements de concentrations entre une lithologie la moins altérée et la même lithologie altérée. Le coefficient $R^2 =$

| | |
|--|-----|
| 0,9989, une valeur quasiment égale à 1, signifie que les éléments TiO ₂ et Al ₂ O ₃ ont été peu affectés par l'altération. | 94 |
| Figure 4.9 Diagramme de corrélation statistique entre les différentes paires de métaux. Les droites en rouge montrent essentiellement une tendance suggérant la présence de sulfosels à Pb-Bi-Ag-Sb et à Pb-Ag-Bi. La photo montre l'analyse du microscope électronique à balayage (MEB) effectuée sur un sulfure de taille micrométrique localisé dans la pyrite. Cette dernière a révélé la présence de plomb, de bismuth, d'argent et d'antimoine. | 97 |
| Figure 4.10 Paragenèse de la minéralisation sur Raya-Dante. Les traits épais indiquent une proportion de minéraux plus élevée et inversement pour les traits fins. | 100 |
| Figure 4.11 Localisation de l'ensemble des échantillons pour l'isotopie du soufre. Les analyses effectuées pour ce mémoire ont été récoltées sur les zones de Cullinan, Raya-Dante et du gîte de Millstream. La veine de Cullinan a aussi été échantillonnée pour les analyses d'isotopes de plomb..... | 104 |
| Figure 4.12 Histogramme montrant la gamme des valeurs isotopiques sur les indices de Raya, de Dante, et du gîte de Hachey (modifiée de Deakin, 2011). | 107 |
| Figure 4.13 Diagramme isotopique de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ montrant les signatures isotopiques des veines Pb-Zn recoupant la séquence silurienne (points rouges) et la séquence ordovicienne (points noirs) ainsi que les signatures isotopiques des plutons de Nicholas-Denys, d'Antinouri Lake et des skarns de métaux de base et des indices d'or (Malo <i>et al.</i> , 2000). Les courbes croûte inférieur, manteau, orogène et croûte supérieure proviennent des données de Zartman et Doe (1981). | 111 |

Figure 5.1 : Chronologie relative des évènements tectoniques, métamorphiques et métallogéniques montrant que la minéralisation des gîtes de Raya, de Dante et de Hachey, pénécontemporaine d'une altération hydrothermale rétrograde, s'est mise en place dans un régime d'extension après la transpression Acadienne. Le plutonisme et l'assemblage syn-métamorphique, dominé par de la séricite, seraient contemporains des déformations tardives de l'orogénèse Acadienne (Walker *et al.*, 1993). 118

Figure 5.2 Étapes de formation des structures, des altérations et de la minéralisation sur la propriété de Nicholas Denys : (1) décrochement dextre, formation de failles subsidiaires R et R' et rotation de blocs rigides dans le secteur d'Ann's Creek, (2) mise en place du pluton de Nicholas-Denys, des skarns à Fe-Cu adjacents et de l'auréole métamorphique, engendrant une séricitisation dans le secteur d'Ann's Creek dans un régime transpressif, et (3) régime essentiellement en extension où se développe l'altération hydrothermale rétrograde et la minéralisation associée grâce aux fluides circulant via les structures formées pendant le décrochement dextre. 122

Figure 5.3 Modèle structural de la mise en place du pluton syntectonique du Sidobre et du champs filonien de St Salvy (modifiée de Cassard *et al.*, 1994). 126

Figure 5.4 Carte magnétique du pluton de Nicholas-Denys. Le pluton, délimité par les pointillés, peut se diviser en trois zones : une zone Est fortement magnétique, une zone Nord non-magnétique et une zone Sud-Ouest caractérisée par des structures (linéaments) orientées ~N100. Au sud du pluton, l'anomalie magnétique positive d'orientation ENE-OSO correspond à la faille Rocky Brook-Millstream. 127

LISTE DES TABLEAUX

| | | |
|-------------|--|-----|
| Tableau 4.1 | Résultats géochimiques des échantillons d'analyse de rainures sur le décapage de Dante ainsi que les échantillons d'analyse de forages effectués sur Dante et Raya. N.a. : Élément non analysé ; ppm = g/t. | 79 |
| Tableau 4.2 | Échantillon des paires de sphalérites-galènes analysées et les valeurs soustraites obtenues. | 108 |
| Tableau 4.3 | Températures obtenues pour les différentes paires échantillonnées. Les calculs ont été réalisés grâce au Calculateur du Fractionnement des Isotopes Stables de Beaudoin et Therrien (2009). | 109 |
| Tableau 4.4 | Ensemble des échantillons pour l'isotopie du plomb. | 110 |

RÉSUMÉ

Dans le nord du Nouveau-Brunswick, des minéralisations épigénétiques à Pb-Zn-Ag sont localisées sur les bords de l'intrusion de Nicholas-Denys, un pluton granodioritique du Dévonien supérieur (ca. 381 Ma) localisé au nord du système de faille Rocky Brook-Millstream. Le pluton recoupe le synclinal de la Rivière Nigadoo, une structure d'orientation est-nord-est appartenant au Synclinorium de la Baie des Chaleurs s'étant formé durant l'orogénèse Acadienne. La faille Rocky Brook-Millstream a été reconnue comme une faille transpressive dextre majeure.

Les veines polymétalliques, cohérente avec une mise en place dans un régime de décrochement dextre, sont essentiellement : (1) des structures de tension transverse sur les décapages de Raya et de Dante, et (2) des structures de tension longitudinale sur le décapage de Hachey. L'assemblage minéralogique du minerai est constitué de pyrrhotite-sphalérite-galène-pyrite-chalcoppyrite-arsénopyrite. Des minéraux calcosilicatés automorphes se trouvent associés aux sulfures sur l'ensemble des décapages. Les veines sur les décapages de Raya-Dante recoupent, entre autres, les calcaires du Silurien et ont une minéralisation à grains occasionnellement grossiers, alors que les veines sur le décapage de Hachey, recoupant les schistes pélitiques de l'Ordovicien, ont une minéralisation à grains fins. La distribution zonale de Mo, Cu, Pb, Zn, Ag, Au et Sb par rapport à la position des structures régionales suggèrent une source magmatique. Des gîtes similaires ont été reconnus le long d'autres failles décrochantes dextre, comme par exemple les failles de Ristigouche-Grand Pabos dans la péninsule de Gaspé. Notre interprétation est en contradiction avec une étude précédente où les corps minéralisés du décapage de Hachey ont été interprété comme une minéralisation syngénétique remobilisée par des plis et des failles acadiens. En revanche, nous pensons que ces minéralisations sont reliés à une convection tardi-Acadienne contrôlé par l'activité hydrothermale-magmatique reliée au pluton de Nicholas-Denys.

Des textures de minéralisation déformée observées sur le décapage de Hachey suggèrent que la transpression Acadienne était toujours active lors de l'emplacement de la minéralisation. Toutefois, la forme arrondie de l'intrusion suggèrent que les déformations liées au cisaillement dextre ont diminué durant l'emplacement du pluton de Nicholas-Denys, ce qui est cohérent avec son âge géochronologique du Dévonien supérieur.

MOTS-CLÉS : Minéralisations polymétalliques, Skarn à Pb-Zn, convection hydrothermale péri-plutonique, Appalaches du Nord, Orogenèse Acadienne, camp minier de Bathurst, Nouveau-Brunswick.

ABSTRACT

In northern New Brunswick, Pb-Zn-Ag epigenetic mineralization is located on the edge of the Nicholas-Denys intrusion, a lowermost Upper Devonian (ca. 381 Ma) granodioritic pluton occurring along the northern block of the Rocky Brook Millstream Fault (RBMF). The granodiorite intrudes the Nigadoo River Syncline, an east-northeast striking structure belonging to the Chaleur Bay Synclinorium that formed during the Acadian Orogeny. The RBMF strikes east-northeast and has been recognized as a major right-lateral, transpressionnal strike-slip fault.

Polymetallic veins, consistent with right-lateral shearing, are: (1) transverse tension structures in the Dante-Raya showings, and (2) longitudinal tension structures in the Hachey showing. Ore mineralogy consists of sphalerite-galena-pyrrhotite-pyrite-arsenopyrite-chalcopyrite. Euhedral epidote occurs with sulfide mineralization in all showings.

Veins in the Dante-Raya showings crosscut Silurian limestone and show a coarse-grained mineralization, whereas veins in the Hachey showing, crosscutting Ordovician mudslate and pelitic schist, show a finer-grained, pyrrhotite-rich mineralization. The zonal distribution of Mo, Cu, Pb, Zn, Ag, Au and Sb as compared to regional structures is suggestive of a magmatic source, and similar polymetallic deposits have been reported along other right-lateral strike-slip faults of the area, such as the Ristigouche-Grand Pabos faults in Gaspé peninsula. Our current interpretation is in contradiction with a previous study in which the ore bodies of the Hachey showing have been interpreted as a syngenetic mineralization that has been deformed by Acadian folds and faults. Rather, we believe that these deposits are related to late-

Acadian convection controlled by the activity of a hydrothermal-magmatic system related to the Nicholas-Denys pluton.

Deformed mineralization textures observed on the Hachey showing, suggests that Acadian transpressionnal deformation was still active during mineralization. The rounded shape of the intrusion suggests, however, that right-lateral shearing deformation had considerably diminished during the emplacement of the Nicholas-Denys pluton, which is consistent with its lowermost Upper Devonian age.

Keywords : Polymetallic mineralization, Pb-Zn skarns, hydrothermal-magmatic activity, Northern Appalachians, Acadian Orogeny, Bathurst Mining Camp, New Brunswick

CHAPITRE I

INTRODUCTION

1.1 Introduction et organisation du mémoire

La propriété de Nicholas-Denys, adoptant le nom du village qu'elle intègre, est située à environ 20 km au nord-ouest de la ville de Bathurst, dans le comté de Gloucester au Nouveau-Brunswick. Les permis de prospection de cette propriété minière, possédant une superficie d'environ 27 km², appartiennent à la compagnie Puma Exploration Inc. La propriété est divisée en deux secteurs : un secteur occidental nommé Ann's Creek et un secteur oriental nommé Nicholas-Denys. La rivière Millstream est la principale rivière s'écoulant dans le sud de la propriété. Dans la partie occidentale de la propriété de Nicholas-Denys, la rivière Millstream est alimentée par deux ruisseaux : le ruisseau Ann's Creek et le ruisseau Rocky Brook. Ce mémoire présente les résultats de travaux géologiques effectués sur la propriété de Nicholas-Denys, dans la région de Gloucester au Nouveau-Brunswick au cours des étés 2012 et 2013.

Le premier chapitre du mémoire définit la problématique et la méthodologie de la recherche. Le deuxième chapitre décrit le cadre géologique de la région, essentiel à la compréhension du troisième chapitre qui se concentre sur une caractérisation détaillée des veines minéralisées des gîtes de Raya, de Dante et de Hachey. Après une étude détaillée sur la structure et la métallogénie de ces trois zones, le troisième chapitre est dédié à une étude géochimique et intègre les résultats des isotopes de soufre et de

plomb effectué par Deakin, (2011). Le quatrième et dernier chapitre présente une discussion des résultats et la conclusion.

1.2 Contexte géologique

La chaîne des Appalaches-Calédonides représente une immense chaîne orogénique dont la formation a culminé pendant le Paléozoïque, les reliques de cette chaîne de montagnes sont préservées en Norvège et jusque dans le sud des États-Unis (van Staal *et al.*, 1998). Les Appalaches bordent la partie orientale du continent nord-américain. Au Canada, la chaîne présente une morphologie concave, correspondant au réentrant du Québec, et une morphologie convexe, représentant le promontoire du Saint-Laurent. Cette configuration serait issue d'un héritage tectonique d'anciens orogènes (Thomas, 2006). La formation des Appalaches résulte de quatre phases orogéniques, c.-à-d. les orogènes Taconique, Salinique, Acadienne et Alléghanienne (van Staal *et al.*, 1998; Fyffe *et al.*, 2012). Les déformations attribuées à l'orogénèse Alléghanienne ont été identifiées uniquement plus au sud, dans la chaîne appalachienne des États-Unis (Drake *et al.*, 1989 dans : Thomas, 2006) et ne sont pas considérées dans ce mémoire. Ces quatre pulsations orogéniques ont culminé lors de différentes périodes au Paléozoïque et sont le résultat de différents stades de collision entre les paléocontinents Laurentia (paléo-Amérique) et Gondwana (paléo-Afrique) (Williams, 1995; Murphy *et al.*, 1999). Durant le Cambrien, Laurentia était localisée à sous de basses paléolatitudes, proche de l'équateur, tandis qu'Avalon, rattaché à Gondwana, était localisé sous de hautes latitudes, proche du pôle sud (van Staal *et al.*, 1998). Les épisodes de convergence tectonique qui ont suivi ont engendré la fermeture de deux paléo-océans : l'océan Iapetus durant le Paléozoïque inférieur (Williams, 1979), et l'océan Rhéïque (figure 1.1) durant le Paléozoïque moyen à

supérieur pour former le supercontinent de la Pangée (Nance et Linnemann, 2008). Cinq zones tectonostratigraphiques, résultant de ces différentes phases orogéniques, ont été reconnues au Canada : les zones de Humber, de Dunnage, de Gander, de Méguma et d'Avalon (Williams, 1979). Ces zones tectonostratigraphiques ont des caractéristiques géologiques distinctes acquises pendant et avant la formation de l'océan Iapetus (Pollock *et al.*, 2012).

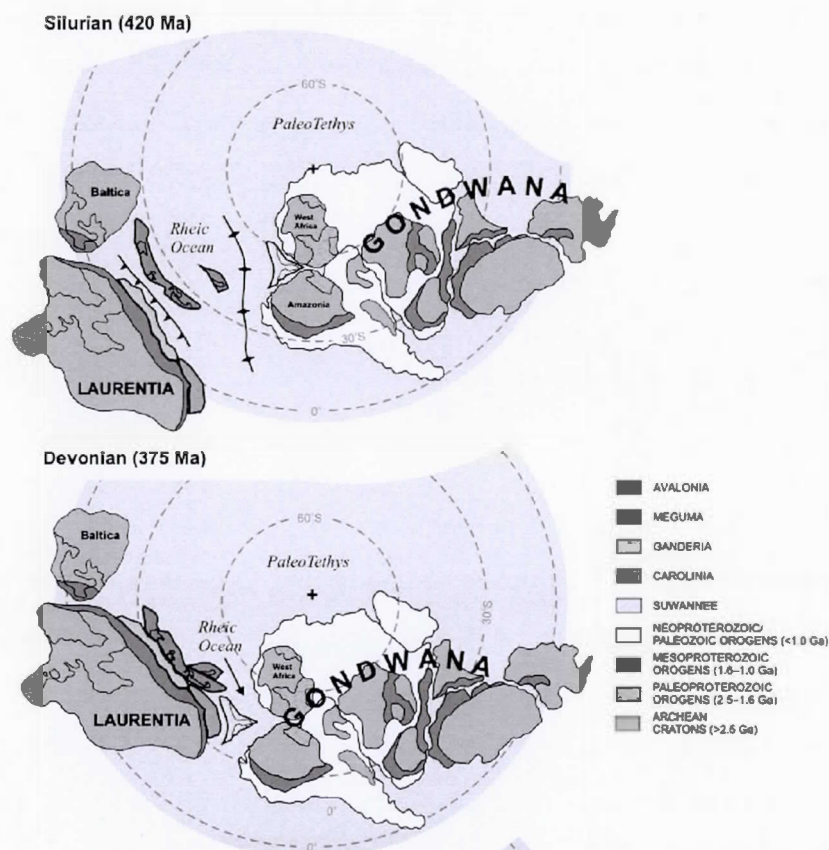


Figure 1.1 Position paléogéographique de Laurentia et de Gondwana durant les périodes du Silurien et du Dévonien (Pollock *et al.*, 2012)

Grâce à des datations $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sur amphiboles et micas, trois groupes d'âge de refroidissement métamorphiques correspondant aux différents événements tectoniques de la formation des Appalaches ont été mesurés (Keppie, 1993; van Staal et de Roo, 1995; Tremblay et Castonguay, 2002; Sacks *et al.*, 2004) : (1) 469 – 455

Ma pour la phase Taconique (2) 431 – 411 Ma pour la phase Salinique au Québec, et 453 – 416 Ma pour la phase Salinique au Nouveau-Brunswick, et (3) 405 – 375 Ma pour la phase Acadienne. Deux différentes phases orogéniques des Appalaches seraient ainsi enregistrées dans la région nord-est du Nouveau-Brunswick : l'orogénèse Salinique et l'orogénèse Acadienne (van Staal et de Roo, 1995; van Staal *et al.*, 1998).

Les roches siluro-dévonienues forment deux grands bassins sédimentaires dans la chaîne nord-appalachienne, soit les corridors de Connecticut Valley-Gaspé et de Merrimack, ainsi que deux petits corridors de plus petite dimension, soit les corridors de Fredericton et d'Aroostook-Percé (figure 1.2) (Tremblay et Pinet, 2005). Les corridors de Connecticut Valley-Gaspé et de Merrimack sont bordés et séparés par des boutonnières d'âge pré-Silurien formant deux structures majeures : l'anticlinal de Bronson Hill du côté ouest et l'anticlinal de Munsungun-Winterville du côté est (figure 1.2).

Dans les provinces maritimes, les zones de Dunnage et de Gander affleurent dans la région nord du Nouveau-Brunswick et sont essentiellement représentées par l'anticlinorium des Hautes-Terres de Miramichi et par les boutonnières de Popelogan et d'Elmtree. Reposant en discordance au-dessus de cette séquence stratigraphique du Paléozoïque inférieur est la séquence stratigraphique de la Ceinture de Gaspé, d'âge Ordovicien supérieur à Dévonien. Au sein de la Ceinture de Gaspé, trois grandes structures formées pendant l'orogénèse Acadienne ont été reconnues dans la chaîne nord-appalachienne, soit le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, l'anticlinorium d'Aroostook-Percé et le synclinorium de la Baie des Chaleurs (Bourque *et al.*, 1995). La séquence stratigraphique de ces trois grandes structures appartient à la Ceinture de Gaspé (Bourque *et al.*, 1995). L'assemblage sédimentaire pré-Silurien de l'anticlinorium des Hautes-Terres de Miramichi est en discordance avec l'assemblage sédimentaire siluro-dévonien du synclinorium de la Baie des

Chaleurs au nord et avec les roches carbonifères du Bassin des Maritimes à l'est (figure 1.2) (van Staal et Fyffe, 1995).

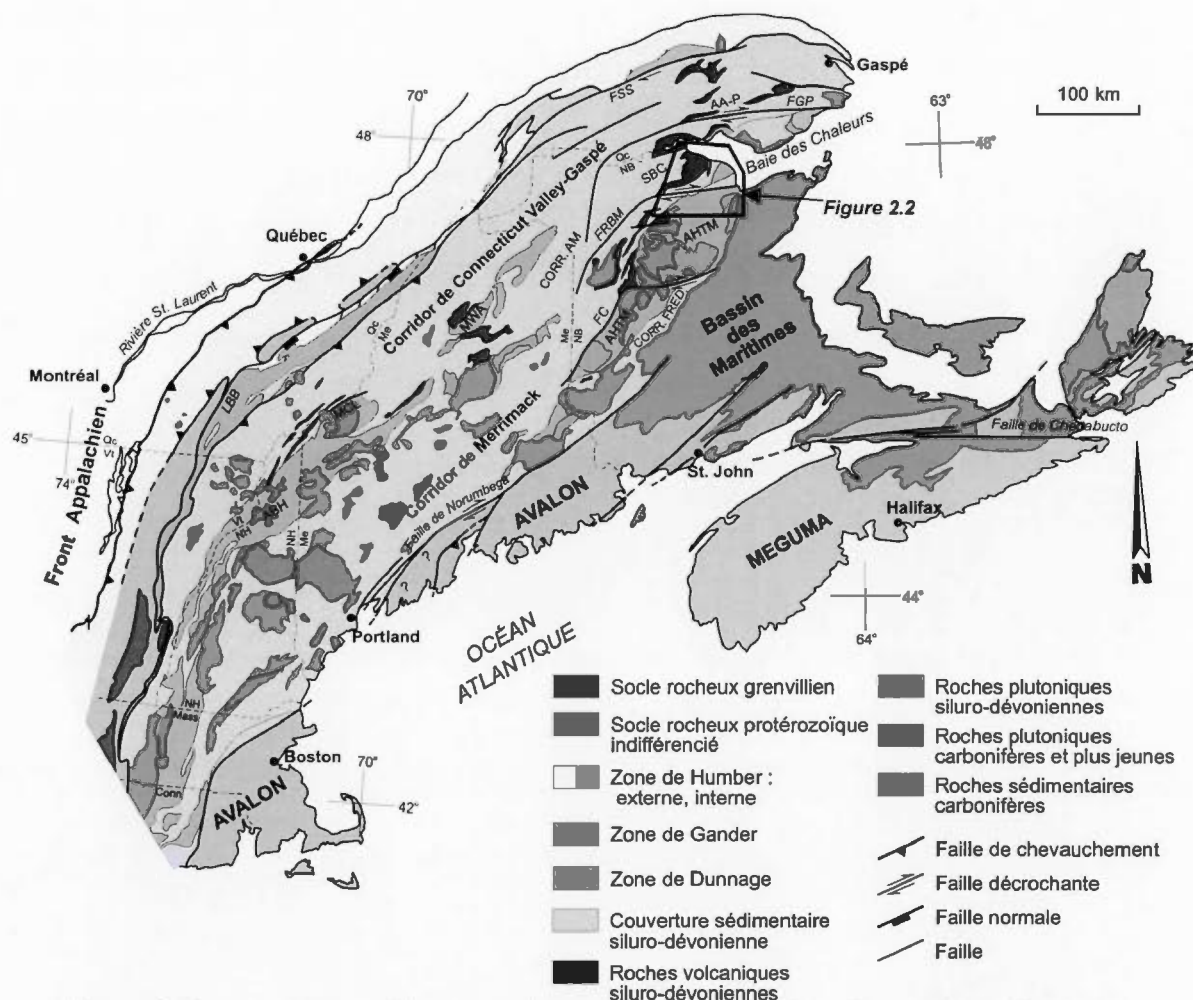


Figure 1.2 Carte géologique des Appalaches du Canada continental et de la Nouvelle-Angleterre montrant les éléments lithotectoniques majeurs (modifiée de Tremblay et Pinet, 2005). Corridor d'Aroostook-Matapédia (AM) et Corridor de Fredericton (FRED). MCL – Massif de Chain Lake; AA-P – anticlinorium d'Aroostook-Percé; SBC – synclinorium de la Baie des Chaleurs; BHA – anticlinal de Bronson Hill; AHTM – anticlinorium des Hautes-Terres de Miramichi; MWA – anticlinal de Munsungun-Winterville; LBB – Ligne de Baie Verte-Brompton; FSS – Faille de Shickshock-Sud; FGP – Faille de Grand Pabos; FRBM – Faille de Rocky Brook-Millstream; FC – Faille de Catamaran; Conn – Connecticut; Mass – Massachussets; Me – Maine; NB – New Brunswick; NH – New Hampshire; Qc – Québec; Vt – Vermont

Quatre séquences lithostratigraphiques constituent la Ceinture de Gaspé (Bourque *et al.*, 1995), de bas en haut :

- 1) une séquence d'âge Ordovicien supérieur – Silurien inférieur constituant la base stratigraphique des synclinoria de Connecticut Valley-Gaspé et de la Baie des Chaleurs. Cette séquence est représentée par les groupes d'Honorat et de Matapédia, composée de roches silicoclastiques de faciès profond et carbonatés.
- 2) Une séquence représentée par le Groupe de Chaleurs d'âge Silurien – Dévonien inférieur, présent dans les synclinoria de Connecticut Valley-Gaspé et de la Baie des Chaleurs. Cette séquence s'est déposée dans un environnement de plate-forme de marge passive.
- 3) Une troisième séquence constituée de roches sédimentaires arénitiques à calcaireuses provenant d'une plate-forme en milieu profond. Cette séquence, d'âge Dévonien inférieur, affleure essentiellement dans le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé, et est représentée par le Groupe de Fortin et les Calcaires Supérieurs de Gaspé.
- 4) Les grès de Gaspé constitue la quatrième séquence, d'âge Dévonien inférieur – Dévonien moyen. Comme son nom l'indique, les faciès dominants sont arénitiques, typiques d'environnements littoraux à fluviaux, et sont essentiellement préservés au sein du synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé.

Seules les deux premières séquences affleurent au Nouveau-Brunswick et seront détaillées ci-dessous (voir sous-section 2.2.2) car elles ont une relation directe avec la région d'étude.

Trois différentes périodes d'activité volcanique du Siluro-Dévonien ont été regroupée en deux cycles volcaniques (Malo, 2001; Tremblay et Pinet, 2005) : un volcanisme mafique, du Silurien inférieur (1), avec des caractéristiques géochimiques variant de

calco-alcalin, alcalin à E-MORB et dont le développement est possiblement associé à un arc volcanique et un volcanisme survenant au Pridolien – Lochkovien (2) et à l'Emsien (3), de nature basaltique à caractéristique géochimique tholéitique à alcaline dont le consensus en ce qui concerne son origine converge vers un volcanisme intraplaque. Ce dernier type magmatique est représenté par les séries volcaniques des groupes de Tobique et de Dalhousie qui s'étendent du sud-ouest du Nouveau-Brunswick jusqu'au nord-est de la péninsule gaspésienne. Un magmatisme bimodal du Dévonien supérieur (Murphy *et al.*, 1999) tardi-orogénique a aussi été reconnue : il comprend en majorité des plutons felsiques à intermédiaires spatialement associé à des dykes mafiques et felsiques (Walker *et al.*, 1993).

La lithostratigraphie du synclinorium de la Baie des Chaleurs dans le nord-est du Nouveau-Brunswick est constituée d'un assemblage inférieur d'âge Ordovicien supérieur – Silurien inférieur et du Groupe des Chaleurs d'âge Silurien – Dévonien inférieur. Des discordances et des variations de faciès distinctes par rapport à la séquence définie par Bourque *et al.*, (1995) ont cependant été reconnues (Wilson et Kamo, 2012), notamment, autour de la boutonnière d'Elmtree et dans le synclinal de la Rivière Nigadoo.

Le synclinal de la Rivière Nigadoo est une structure de direction est-nord-est appartenant au synclinorium de la Baie des Chaleurs (Bourque *et al.*, 1995), et est localisé entre l'anticlinorium des Hautes-Terres de Miramichi et la boutonnière d'Elmtree. Le système de faille décrochant de Rocky Brook-Millstream a été reconnue comme une zone de failles transpressives dextres formée pendant l'orogénèse Acadienne (van Staal et Fyffe, 1995). La faille Rocky Brook-Millstream, d'orientation est-nord-est, est la branche principale de ce système de faille et délimite l'anticlinorium des Hautes-Terres de Miramichi avec le synclinorium de la Baie des Chaleurs. Deux autres failles subsidaires de la faille Rocky Brook-Millstream (FRBM) sont présentes : la *Main Break*, adjacente à la FRBM, et la faille d'Elmtree,

délimitant le contact entre le synclinal de la Rivière Nigadoo avec la boutonnière d'Elmtree. Le pluton de Nicholas-Denys, situé au nord de la faille Rocky Brook-Millstream, recoupe le synclinal de la Rivière Nigadoo. Ce pluton est une intrusion granodioritique du Dévonien supérieur (ca. 381 Ma) (Walker *et al.*, 1991) et occupe le coeur de la propriété de Nicholas-Denys. Les données géophysiques de gravimétrie indiquent que la granodiorite de Nicholas-Denys forme un batholite et rejoint, en profondeur, l'intrusion de Nigadoo, un porphyre à quartz-feldspath recoupant le synclinal de la Rivière Nigadoo, ainsi que l'intrusion d'Antinouri Lake (ca. 372 Ma), un granite recoupant la boutonnière d'Elmtree (Walker *et al.*, 1991).

La région de Bathurst est reconnue pour ses gisements à Pb-Zn-Cu-Ag issues de gîtes métallifères volcaniques sous-marins au sein de la zone de Dunnage (McCutcheon *et al.*, 1993). D'autres ressources à Pb-Zn-Cu-Ag, d'origine magmatique, sont présentes dans le nord du Nouveau-Brunswick comme en témoigne le gisement filonien, recoupant des faciès porphyriques, de l'ancienne mine de Nigadoo (McCutcheon *et al.*, 1992). La présence de ces métaux, incluant aussi l'étain, le tungstène et l'or, a été attribuée à la mise en place de plutons felsiques tardi-orogéniques (MacLellan *et al.*, 1990), adjacents aux failles de décrochement dextre formées pendant l'orogénèse Acadienne (Whalen *et al.*, 1994).

Situés dans le secteur d'Ann's Creek de la propriété Nicholas-Denys, les gîtes minéralisés étudiés dans le cadre de ce travail sont riches en plomb et en zinc, et reconnus en périphérie de l'intrusion de Nicholas-Denys. Le gîte de Hachey se situe à environ 2,15 km au sud-ouest de l'intrusion, adjacent à la faille Rocky Brook-Millstream. Les gîtes de Dante et de Raya sont, quant à eux, situés à 2,8 km au sud-ouest de l'intrusion et adjacents à la *Main Break*, une branche septentrionale de la faille Rocky Brook-Millstream (Walker *et al.*, 1991).

1.3 Contexte historique

La découverte de la minéralisation Pb-Zn-Cu-Ag associée au porphyre de Nigadoo est annoncée dans le journal S.J. Daily Telegraph en 1881. C'est aux alentours de cette période que plusieurs compagnies d'exploration minière s'installent dans la région de Bathurst : en effet, les journalistes, malgré la carence de minerai extrait, gardent espoir en la prospérité minière de la région au même titre que la région du Colorado (S.J. Daily Sun, 1881 cité dans : New Brunswick Department of Natural Resources, 2014). Vers 1890, une série de skarn à magnétite riche en cuivre est découverte par la compagnie Sturgeon River Mines Ltd : ces gîtes minéralisés sont aujourd'hui connus sous le nom de "Beresford Copper Deposit" et de "Millstream Iron Deposit" et bordent le sud de l'intrusion de Nicholas-Denys. La découverte des minéralisations plombifères et cuprifères enrichies en or et en argent le long des rivières de Millstream et de Rocky Brook est annoncée en 1892 dans le journal du London Canadian Gazette (Deakin, 2011; New Brunswick Department of Natural Resources, 2014). La rivière Millstream est d'orientation est-ouest et sa trajectoire suit la RBMF. Par la suite, des découvertes majeures s'effectuent dans la séquence volcano-sédimentaire ordovicienne du Supergroupe de Bathurst (Fyffe *et al.*, 2012), c.-à-d. au sud de la structure décrochante de Rocky-Brook Millstream. Ce n'est qu'au début des années 50 que deux importants gisements de sulfures massifs volcanogènes (VMS) ont été découverts (New Brunswick Department of Natural Resources, 2014): ces derniers ont été mis en productions dans les années 60, l'activité de ces mines s'est achevée en 1983 pour le gisement de la mine Brunswick 6, et en 2013 pour celui de la mine Brunswick 12.

Fondée en 2003, la compagnie Puma Exploration cible sa recherche sur les métaux précieux et les métaux de base. L'acquisition de propriétés minières en 2005 dans le camp minier de Bathurst permet à la compagnie de concentrer ses travaux d'exploration dans la séquence ordovicienne le long de la RBMF. Récemment, les

travaux se sont recentrés sur et autour du pluton de Nicholas-Denys, dans le but de trouver une minéralisation hydrothermale reliée au magmatisme, c.-à-d. au sein de l'intrusion felsique et dans les roches sédimentaires siluriennes avoisinantes.

1.4 Problématique

Les premiers travaux géologiques d'importance sur la propriété de Nicholas-Denys ont été effectués dans les années 60 par Davies *et al.*, (1969); approximativement une cinquantaine de gîtes métallifères ont alors été identifiés. L'étude la plus récente dans cette propriété a été effectuée par Deakin *et al.*, (2015) et porte principalement sur le gîte de Hachey (2,14 % Zn, 1,59 % Pb et 204 g/t Ag pour 59 400 t selon une estimation des ressources en 1956) qui est interprété comme étant une minéralisation provenant d'un contexte volcano-sédimentaire ordovicien, un gîte sédimentaire exhalatif (SEDEX), qui aurait ensuite été déformé par les plis et les failles régionales. Suite à ces travaux, Puma Exploration Inc. a désiré étendre ce genre d'étude à d'autres gîtes minéralisés et établir une synthèse régionale incluant les différents types de minéralisations dans la propriété de Nicholas-Denys : notamment, sur les gîtes minéralisés de Dante et de Raya qui n'ont jamais fait l'objet d'études détaillées. C'est dans ce contexte que de nouvelles observations durant les campagnes de terrain de cette maîtrise ont été réalisées sur les décapages d'étude menant à une réévaluation du modèle métallogénique.

Le sujet de ce mémoire de maîtrise concerne donc principalement les caractéristiques structurales et métallogéniques de trois gîtes, soit, Raya, Dante et Hachey.

1.5 Méthodologie

Deux campagnes de terrain, pendant les étés 2012 et 2013, ont servi à l'élaboration de ce mémoire. Chaque mission de terrain s'est déroulée pendant environ six semaines sur la propriété de Nicholas-Denys. Le but principal de l'étude a été de définir l'environnement géologique de formation des gîtes minéralisés dans un premier temps puis, dans un second temps, de définir leurs caractéristiques métallogéniques.

Le premier objectif des travaux a été de caractériser les différents types de lithologies, de structures, de métamorphisme, de minéralisation, d'altération ainsi que leurs relations inhérentes afin de reconstruire l'évolution des événements géologiques et de définir les caractéristiques paléoenvironnementales au moment de la minéralisation. Pour ce faire, nous avons étudié les différents gîtes minéralisés à l'échelle macroscopique grâce à la cartographie détaillée, et à l'échelle microscopique grâce à l'examen de lames minces d'échantillons de roches minéralisées. Afin de préciser le contexte géologique des gîtes étudiés, la caractérisation des séries sédimentaires encaissantes a été bonifiée par la visite d'affleurements et de coupes stratigraphiques présentant les lithologies typiques de la région.

Après avoir défini l'environnement géologique de formation des gîtes et les caractéristiques structurales et morphologiques de la minéralisation, un second objectif a été de présenter une interprétation métallogénique tenant compte d'analyses isotopiques du soufre et du plomb, incluant les données de Deakin, (2011). Tout cela apportant des éléments de discussion concernant la nature probable de la source, du transport et des conditions de déposition des métaux.

CHAPITRE II

CONTEXTE GÉOLOGIQUE RÉGIONAL

La région où se situe la propriété de Nicholas-Denys présente des unités tectonostratigraphiques attribuées aux zones de Dunnage et de Gander ainsi qu'à deux assemblages lithostratigraphiques de la Ceinture de Gaspé, soit celui de l'Ordovicien supérieur – Silurien inférieur constitué par les groupes de Honorat et de Matapédia, et celui du Silurien inférieur – Dévonien inférieur constituant le Groupe de Chaleurs.

2.1 Évolution tectonique des Appalaches du Nord

Les éléments permettant la reconstruction de l'évolution tectonique des Appalaches du Nord pendant la période pré-silurienne sont essentiellement préservés dans la zone de Dunnage à Terre-Neuve. Au Nouveau-Brunswick, la couverture siluro-dévonienne de la Ceinture de Gaspé cache beaucoup d'affleurements des terrains cambro-ordoviciens sous-jacents. Selon van Staal *et al.*, (1998), l'ouverture du bassin de Tetagouche-Exploits, un bassin sédimentaire péri-gondwanien appartenant à l'océan Iapetus, se serait effectuée suite à une subduction dirigée vers le SE où la suture serait la ligne de Red Indian, soit une zone de suture séparant les terrains péri-laurentiens et péri-gondwaniens.

2.1.1 Évolution pré-Silurien : les implications pour la zone de Dunnage

La zone de Dunnage représente les vestiges d'un océan qui a été charrié sur la marge continentale de Laurentia durant l'orogénèse Taconienne au cours de l'Ordovicien inférieur à supérieur (Williams, 1979; Pinet et Tremblay, 1995; van Staal *et al.*, 1998). Ces roches, éparpillées géographiquement, sont représentées par des séries ophiolitiques et incluent des basaltes, des gabbros et des péridotites, des unités de flysch, puis des séries volcaniques d'arcs insulaires ainsi que des mélanges tectoniques (Williams, 1979; Pinet et Tremblay, 1995). À Terre-Neuve, la zone de Dunnage est subdivisée en deux sous-zones, les sous-zones de Notre Dame et d'Exploits qui sont séparées par la ligne de « Red Indian », une zone tectonique complexe constituée de mélanges tectoniques. La sous-zone de Notre-Dame possède des caractéristiques péri-laurentiennes tandis que la sous-zone d'Exploits possède des affinités péri-gondwaniennes (Williams *et al.*, 1988; van Staal *et al.*, 1998). Selon van Staal *et al.*, (1998), les roches océaniques de la sous-zone d'Exploits sont similaires à celles du Groupe de Tetagouche au Nouveau-Brunswick, et c'est la raison de l'appellation de « bassin de Tetagouche-Exploits », un bassin qui se serait formé en région arrière-arc selon cet auteur.

La ligne de Red Indian représenterait la suture d'une accréction oblique entre les deux sous-zones du Dunnage (van Staal *et al.*, 1998). Sur le terrain, cette « suture » est marquée par la présence de mélanges tectoniques dans les unités affleurant de part et d'autre. Ainsi, le complexe d'Annieopsquotch, appartenant à la sous-zone de Notre-Dame et bordant la ligne de Red Indian à Terre-Neuve, a été interprété comme un prisme d'accréction associé à un slab descendant vers l'ouest (van Staal *et al.*, 1998; van Staal, 2007b) alors que l'étude de roches magmatiques appartenant à la sous-zone d'Exploits suggère plutôt un volcanisme associé à un slab plongeant vers l'est (Zagorevski *et al.*, 2012). La ligne de Red Indian n'a pas été reconnue au Nouveau-

Brunswick à cause de la couverture siluro-dévonienne de la Ceinture de Gaspé recouvrant les terrains cambro-ordoviciens.

Différentes unités volcano-sédimentaires d'âge Ordovicien moyen de la sous-zone d'Exploits à Terre-Neuve ont été interprétées comme des vestiges d'arcs volcaniques (par exemple, l'arc de Victoria) associé(s), formés au-dessus d'une zone de subduction plongeant vers l'est (van Staal *et al.*, 1998). Au Nouveau-Brunswick, l'arc de Popelogan affleurant au sein de la boutonnière du même nom pourrait être la continuité de l'arc volcanique de Victoria (van Staal *et al.*, 1998). Cet épisode de subduction à pendage est aurait entraîné l'ouverture du bassin arrière-arc de Tetagouche-Exploits (van Staal *et al.*, 1998; Fyffe *et al.*, 2012).

Au Nouveau-Brunswick, la discordance entre la couverture siluro-dévonienne et les roches de l'Ordovicien supérieur de la Boutonnière de Popelogan a été interprétée comme étant le résultat d'un soulèvement isostatique de l'arc suite à son accréation à Laurentia (Fyffe *et al.*, 2012). Cette collision se serait produite au sein du réentrant du Québec et permit la fermeture du bassin arrière-arc de Tetagouche-Exploits de l'Ordovicien supérieur au Silurien, engendrant une série de déformations attribuées à l'orogénèse Salinique (van Staal et de Roo, 1995). De fait, l'orogénèse Salinique au Nouveau-Brunswick pourrait être la continuité de l'orogénèse Taconique telle que définie au Québec. Les âges de refroidissement métamorphiques obtenus pour l'orogénèse Salinique par van Staal et de Roo (1995), soit 453 – 416 Ma représentant un intervalle de 37 Ma, sont approximativement identique aux âges du même type obtenus par Malo *et al.*, (2008), soit 465 – 418 Ma, pour lesquelles ces derniers ont attribué les âges entre 465 et 447 Ma à l'orogénèse Taconique et les âges de ~418 Ma à la perturbation Salinique.

2.1.1.1 Zone de Gander

La zone de Gander contient des roches clastiques déformées et métamorphisées de l'Ordovicien inférieur à moyen reposant sur un socle pré-Cambrien et représenterait, soit les vestiges d'une marge passive du microcontinent Ganderia, soit des roches métamorphisées appartenant à la bordure ouest d'Avalon (Williams, 1979). Dans le NE du Nouveau-Brunswick, ces roches d'affinité de Gander constituent le Groupe de Miramichi et forment le sous-bassement des roches de la zone de Dunnage (Supergroupe de Bathurst) (Fyffe *et al.*, 2012)

2.1.2 Évolution siluro-dévonienne de la partie sud de la péninsule de la Gaspésie et du nord du Nouveau-Brunswick

Dans le réentrant du Québec, la séquence siluro-dévonienne de la Ceinture de Gaspé, repose en discordance sur les terrains cambro-ordoviciens et représente le produit d'une sédimentation post-Taconienne, contemporaine à la phase Salinique (van Staal et de Roo, 1995; Tremblay et Pinet, 2005). Certaines discordances intra-formationnelles et déformations syn-sédimentaires au sein de la Ceinture de Gaspé ont été décrites et référées sous les termes de « perturbation Salinique » et/ou « d'orogénèse Salinique » (Bourque *et al.*, 1995; van Staal et de Roo, 1995; Bourque *et al.*, 2000; Malo, 2001). Selon Bourque *et al.*, (2000), l'orogénèse Salinique désigne tous les événements tectoniques engendrés par la collision entre Ganderia et Laurentia, s'étant produits entre l'Ordovicien supérieur et le Dévonien inférieur. Plusieurs modèles tectoniques, différant selon les régions d'étude, ont été suggérés incluant, un régime en transtension (Malo, 2001), une période de subduction à pendage NO (van Staal et de Roo, 1995), ou SE (Tremblay et Pinet, 2005). Aucune

zone de suture attribuable à la phase Salinique n'a cependant été clairement identifiée à ce jour (Tremblay et Pinet, 2005).

L'origine des différents bassins sédimentaires siluro-dévonien demeure un sujet de discussion. Les bassins correspondant aux domaines d'Aroostook-Matapédia et de Merrimack (figure 1.2) pourraient représenter les vestiges d'un bassin d'avant-arc (van Staal et de Roo, 1995). La séquence siluro-dévonienne a aussi été comparée aux bassins d'extension synorogénique retrouvés en Méditerranée-Ouest qui résulte d'une délamination ayant engendré une remontée asthénosphérique et un soulèvement isostatique (Tremblay et Pinet, 2005): expliquant ainsi la formation de boutonnières de roches d'âge pré-Silurien, l'intense activité magmatique du Silurien supérieur et la formation de la discordance Salinique (van Staal et de Roo, 1995; Tremblay et Pinet, 2005).

Les bassins siluro-dévonien de la péninsule gaspésienne et du Nouveau-Brunswick ont ensuite été déformés pendant l'orogénèse Acadienne, formant les principales structures régionales. D'importantes failles décrochantes ont aussi affectées ces bassins sédimentaires pendant la transpression dextre de l'Acadien (figure 2.1). Les principaux décrochements reconnus en Gaspésie et au Nouveau-Brunswick sont les failles de Shickshock-Sud, de Grand Pabos, de Rocky-Brook Millstream et de Catamaran-Woodstock (Malo et Béland, 1989; Fyffe *et al.*, 2012).

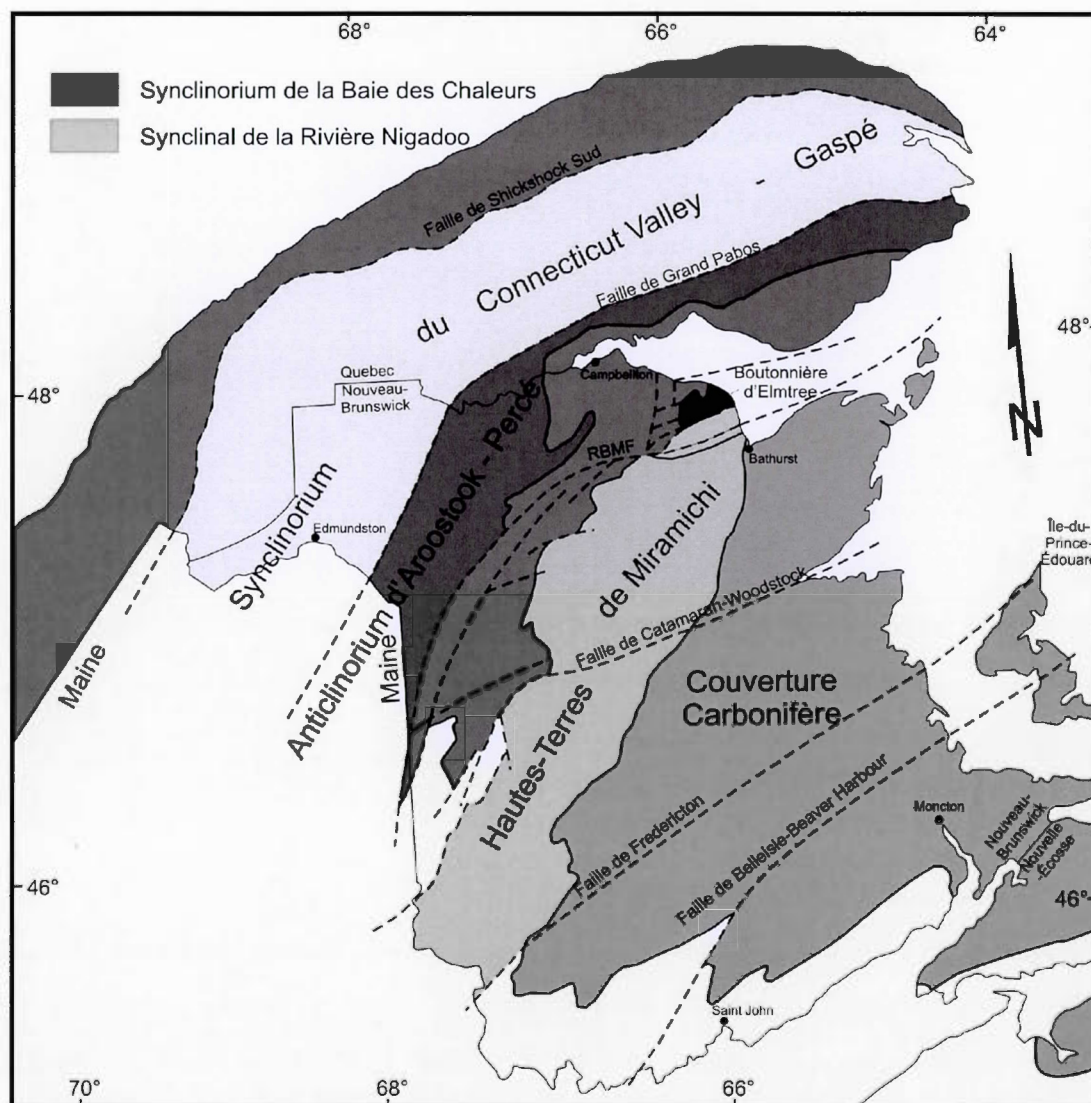


Figure 2.1 Les bassins successeurs de la chaîne nord-appalachienne. Avec le synclinorium de Connecticut Valley-Gaspé (jaune), l'anticlinorium d'Aroostook-Percé (bleu foncé), le Synclinorium de la Baie des Chaleurs (rouge) et l'anticlinorium des Hautes-Terres de Miramichi (bleu clair). Le domaine de Fredericton n'est pas représenté. Le synclinorium de la Rivière Nigadoo (vert) est situé entre la boutonnière d'Elmtree (noir) et les roches de l'anticlinorium des Hautes-Terres de Miramichi (modifié de Walker et McCutcheon 1995). RBMF : Faille de Rocky Brook-Millstream.

2.2 Lithostratigraphie du NE du Nouveau-Brunswick

Les veines à Pb-Zn-Ag de la propriété de Nicholas-Denys sont encaissées dans des unités sédimentaires ordoviciennes et siluriennes appartenant respectivement à la zone de Dunnage, représentée par le Groupe de Fournier (inclu dans le Supergroupe de Bathurst), et à l'assemblage du Silurien inférieur – Dévonien inférieur de la Ceinture de Gaspé, représenté dans le NE du Nouveau-Brunswick par les groupes de Chaleurs, de Quinn Point et de Petit Rocher. Wilson et Kamo (2012) ont défini les groupes de Quinn Point et de Petit Rocher car, bien qu'ils incluent des formations sédimentaires similaires au Groupe de Chaleurs, leur évolution tectono-sédimentaire diffère de la séquence lithostratigraphique typique telle qu'elle a été établie par Bourque *et al.*, (1995).

2.2.1 La zone de Dunnage

La boutonnière d'Elmtree et le Supergroupe de Bathurst de l'anticlinorium des Hautes-Terres de Miramichi appartiennent à la zone de Dunnage tandis que le Groupe de Miramichi est inclus dans la zone de Gander (Fyffe *et al.*, 2012). Le Supergroupe de Bathurst est constitué de quatre séquences volcano-sédimentaires ordoviciennes, d'âge Ordovicien moyen à Ordovicien supérieur, soit les groupes de Fournier, de California Lake, de Tetagouche et de Sheephouse Brook. Le Groupe de Fournier est interprété comme un complexe ophiolitique démembré (van Staal et Fyffe, 1995).

La boutonnière d'Elmtree (figure 2.2) expose trois formations du Groupe de Fournier se chevauchant les unes sur les autres, soit les formations d'Elmtree, de Pointe Verte et de Devereaux. La Formation d'Elmtree se situe structuralement à la base et les roches les plus anciennes, la Formation de Devereaux, se situent au sommet. La

Formation de Devereaux représente la partie supérieure d'une séquence ophiolitique (van Staal et Fyffe, 1995) et comprend un gabbro daté à 464 Ma (Sullivan *et al.*, 1990), des diabases formant un complexe de « sheeted dykes », du plagiogranite, du basalte tholéitique, ainsi que des amphibolites mylonitiques. Les gabbros, diabases et plagiogranites sont inclus dans le membre de Black Point. Trois différents membres sont attribués aux basaltes tholéitiques, soit les membres de Belledune, de Duncans Brook et de Station Road (van Staal et Fyffe, 1995). La Formation de Devereaux chevauche la Formation de Pointe Verte qui est constituée de greywackes, d'argilites, de cherts, de calcaires et de basaltes alcalins. La Formation du Mélange de la Rivière Belledune sépare les roches des formations de Pointe Verte et d'Elmtree. La Formation d'Elmtree comprend des basaltes tholéitiques et alcalins avec une faible proportion de roches felsiques interlitées de cherts rouges et verts (van Staal et Fyffe, 1995). Au sein de la faille *Main Break*, un mélange constitué de serpentinites et de roches mafiques est inclus dans la Formation du Mélange de la Rivière Belledune (van Staal, 2007a).

Le bloc sud de la faille Rocky Brook-Millstream comprend trois unités appartenant à la zone de Dunnage, soit les groupes de Fournier, de California Lake et de Tetagouche. Les formations de Millstream et de Sormany constituent le Groupe de Fournier. La Formation de Millstream, caractérisée par des schistes argileux noirs et des wackestones, repose sur la Formation de Sormany (Winchester *et al.*, 1992) constituée de gabbros synvolcaniques, de basaltes tholéitiques et de basaltes alcalins.

2.2.2 Séquence siluro-dévonienne

L'assemblage lithologique de la partie inférieure de la couverture siluro-dévonienne de la Ceinture de Gaspé, affleurant principalement dans l'anticlinorium d'Aroostook-

Percé, est constituée par le Groupe d'Honorat, d'âge Ordovicien supérieur, composé des roches siliciclastiques de la Formation de Garin, et par le Groupe de Matapédia, d'âge Silurien inférieur, composé essentiellement de roches calcaires et de roches détritiques terrigènes à grains fins. Dans le nord du Nouveau-Brunswick, l'équivalent du Groupe d'Honorat est le Groupe de Grog Brook qui est composé de grès turbiditiques (Bourque *et al.*, 1995; Fyffe *et al.*, 2012). Le Groupe de Matapédia est divisé en deux formations, la Formation de Pabos à la base, essentiellement constituée de roches silicoclastique, et la Formation de White Head au sommet, comprenant davantage de matériel carbonaté.

2.2.2.1 Le Groupe de Chaleurs en Gaspésie

Le Groupe de Chaleurs, dont la séquence typique a été définie dans le sud de la Gaspésie, est l'assemblage affleurant au sein du synclinorium de la Baie des Chaleurs. Le Groupe de Chaleurs se compose de trois séquences sédimentaires, d'âge Silurien – Dévonien inférieur (Bourque *et al.*, 2000), avec de bas en haut :

- 1) une série inférieure avec, à la base, des lutites appartenant à la Formation de Clemville, qui est elle-même surmontée par une série de conglomérats, grès et lutites de la Formation de Weir. Les grès de la Formation de l'Anse-Gascon constituent le sommet de cette série sédimentaire inférieure. La Formation de l'Anse à Pierre-Loiselle, située au-dessus de l'Anse-Gascon, est considérée comme une unité transitoire vers l'unité calcaire sus-jacente de la Formation de La Vieille. La Formation de l'Anse à Pierre-Loiselle serait équivalente au membre de Limestone Point, une unité de grès calcaire définie au Nouveau-Brunswick (Walker et McCutcheon, 1995).

- 2) Une série sédimentaire intermédiaire dominée par les calcaires de la Formation de La Vieille. Trois faciès ont été documentés, incluant un membre inférieur de calcaire nodulaire riche en fossiles, un membre intermédiaire de calcaire constitué par des constructions récifales et un membre supérieur de calcaire nodulaire non fossilifère. La séquence calcaire est issue d'une plate-forme de marge continentale à faciès subtidal, soit un environnement marin peu profond (Bourque *et al.*, 2000).
- 3) Une série sédimentaire supérieure dominée par les formations silicoclastiques de Gascons, de West Point et d'Indian Point. Toutes ces unités clastiques contiennent des clastes et des fragments de conglomérat, de roches volcaniques et de coraux calcaires.

2.2.2.2 Séquence siluro-dévonienne du synclinorium de la Baie des Chaleurs

Dans le NE du Nouveau-Brunswick, la faille Rocky Brook-Millstream est une faille dextre majeure affectant le synclinorium de la Baie des Chaleurs (Bourque *et al.*, 1995). Différentes structures anticlinales et synclinales ont été reconnues dans la région (Walker et McCutcheon, 1995; Wilson et Kamo, 2012) et sont répertoriées sur la figure 2.2. La région occidentale de Restigouche-Upsalquitch est caractérisée par l'anticlinal de Popelogan. La région de Charlo-Jacquet River est constituée par le synclinal de Benjamin River, à l'ouest, et l'anticlinal de Black Point, à l'est. Le synclinal de Jacquet River constitue la frontière occidentale de la boutonnière d'Elmtree. Ces deux dernières structures sont bordées au sud par le synclinal de la Rivière Nigadoo. La plupart de ces structures sont discontinues et se biseautent (figure 2.2). Le synclinal de Murray Brook est considéré comme l'extension du

discordance (i.e. « discordance Salinique A »; tiré de Wilson et Kamo, 2012) sur le Groupe de Fournier. Le Groupe de Quinn Point est assigné au Silurien inférieur et il se compose, de la base vers le sommet, des formations de Madisco Brook, de Weir et de La Vieille.

Une deuxième discordance a été identifiée, représentant un hiatus sédimentaire d'environ 5 Ma durant le Wenlockien, « Salinique B » (tiré de Wilson et Kamo, 2012), entre les groupes de Quinn Point et de Petit Rocher. Le Groupe de Petit Rocher est une séquence transgressive constituée, de la base au sommet, des formations suivantes :

- 1) La Formation de Simpsons Field, essentiellement constituée de conglomérat, de grès et de greywacke. Des clastes de calcaire proviendraient de la séquence de La Vieille (Walker et McCutcheon 1995). Le contact supérieur est concordant avec la Formation de LaPlante.
- 2) La Formation de LaPlante, constituée par d'argilites calcareuses fossilifères et des calcaires massifs de couleur gris chamois. Des argiles contenant des blocs de calcaire et des monticules de coraux allochtones tabulaires, typiques d'environnement marin profond, ont été reconnus (Walker et McCutcheon, 1995).
- 3) La Formation de Free Grant est constituée de grès argileux gris verdâtre. Le contact inférieur est concordant avec les calcaires de la Formation de LaPlante. Ces roches représentent un faciès marin d'eaux profondes et sont d'une épaisseur maximale de 800m.

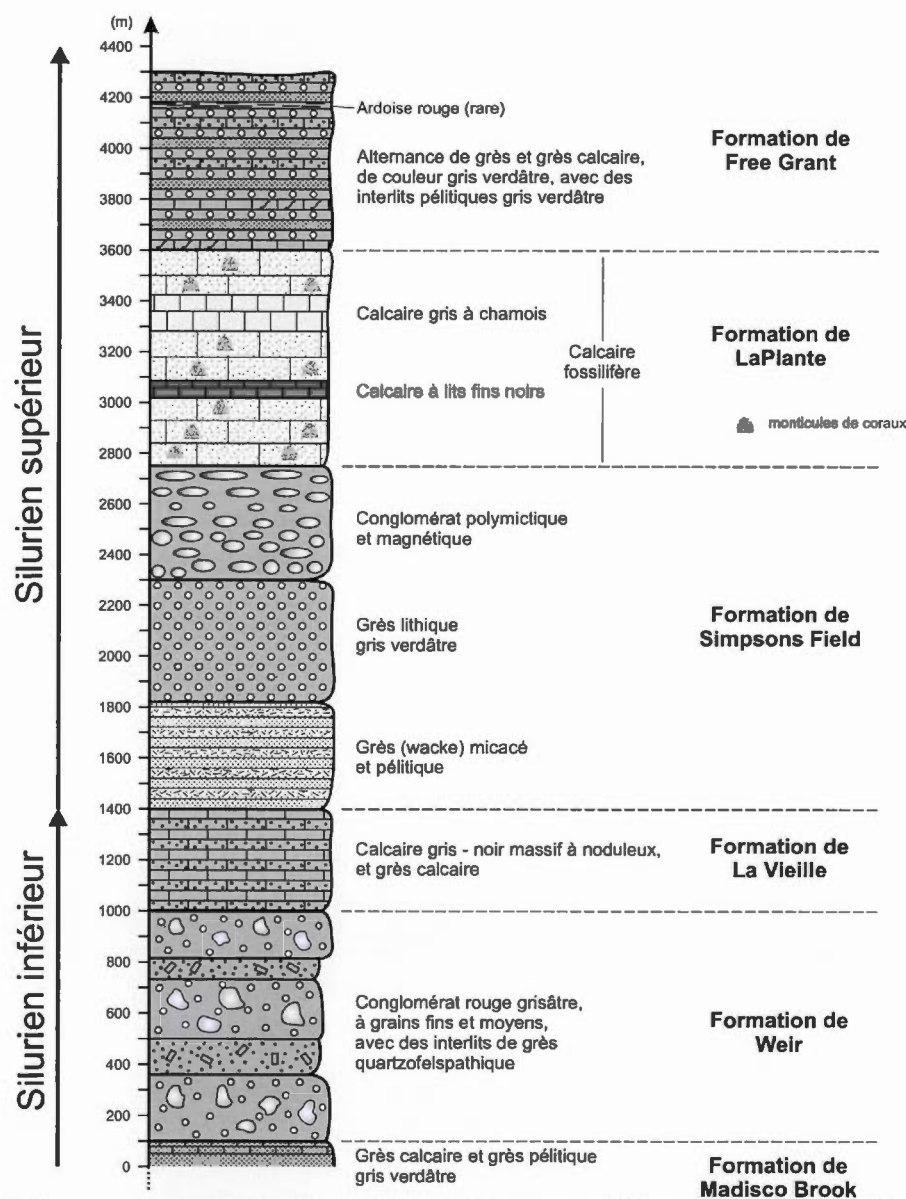


Figure 2.3 Log schématique de la séquence sédimentaire du synclinal de la Rivière Nigadoo (inspiré des articles de Walker et McCutcheon, 1995 et Wilson et Kamo, 2012). Le membre de Limestone Point n'est pas représenté dans cette section.

2.3 Structure et métamorphisme

Dans le nord du Nouveau-Brunswick, ces roches ont été affectées par des déformations attribuées aux phases orogéniques Salinique et Acadienne (van Staal et de Roo, 1995). Cependant, des déformations d'âges similaires dans des roches de la sous-zone de Notre-Dame en Gaspésie ont été attribuées à l'orogénèse Taconique (Malo *et al.*, 2008). La Ceinture de Gaspé au Nouveau-Brunswick est affectée par un métamorphisme régional très faible, sous le faciès schiste vert (Malo, 2001; Wilson, 2003). Cependant, un assemblage minéralogique à chlorite-séricite-carbonate a été reconnu dans la propriété de Nicholas-Denys (Davies *et al.*, 1969), soit un assemblage métamorphique du schiste vert (Barnes, 1997). Le Groupe de Fournier est cependant affecté par un métamorphisme au faciès schiste vert dont l'assemblage minéralogique typique est actinote-albite-épidote-chlorite (van Staal *et al.*, 2008).

2.3.1 Enregistrements des déformations dans les roches ordoviciennes

Quatre épisodes de déformation ont été répertoriés par van Staal et de Roo (1995) dans les roches ordoviciennes affleurant au sud de la faille Rocky Brook-Millstream. Les déformations de la phase D1 présentent des linéations et des foliations dont l'origine serait associée à la formation de failles ductiles de chevauchement (Winchester *et al.*, 1992). Cette phase de déformation se serait déroulée sous des conditions de hautes pressions et de basses températures entre le Caradocien et le Ludlovien, et se trouve représentée par des bandes cisillées au faciès des schistes bleus reconnues entre les groupes de Fournier, de California Lake et de Tetagouche, auxquelles sont associés des âges de déformation entre 453 et 416 Ma. Le Groupe de Fournier est en contact chevauchant sur le Groupe de Tetagouche, un chevauchement

attribué à l'orogénèse Salinique (van Staal, 1994; van Staal et Fyffe, 1995; Fyffe *et al.*, 2012).

Les structures de la phase D1 ont ensuite été affectées par la phase D2 pendant laquelle les chevauchements D1 ont été affectés par des plis droits, ouverts à isoclinaux, qui sont associés à un clivage de crénulation S2 de plan axial et ont été attribués à du cisaillement senestre. Une troisième déformation D3, du Dévonien inférieur, est attribuée à un effondrement extensionnel : en effet, les schistes pélitiques ordoviciens montrent des structures en kinks et des plis couchés, sans orientation préférentielle (van Staal et de Roo, 1995). La quatrième étape de déformation, D4, est attribuée à la déformation transpressive dextre de l'orogénèse acadienne pour laquelle différentes structures ont été reconnues (van Staal et de Roo, 1995): (1) une phase précoce associée à des plis en chevrons et des plis en kinks compressifs (2) une deuxième phase associée avec des plis en chevrons à plus grande échelle, par exemple : l'antiforme de Tetagouche et le synforme de Nine Mile et (3) une dernière phase associée à une foliation régionale S4 (Malo et Béland, 1989). Toutes ces phases de déformation se seraient formées au Dévonien inférieur – Dévonien moyen.

2.3.2 Enregistrement des déformations dans les roches siluriennes

Les déformations acadiennes affectent toutes les roches dans le synclinal de la Rivière Nigadoo alors que les déformations saliniques sont essentiellement enregistrées dans les roches de l'Ordovicien supérieur jusqu'aux roches du Silurien moyen (Walker et McCutcheon, 1995; Dimitrov *et al.*, 2004). Des plis d'orientation NO ont été attribués à la phase Salinique mais l'origine de ces structures n'est pas encore clairement définie (Wilson et Kamo, 2012). Il est intéressant de noter que des

plis d'orientation ENE-OSO identifiés dans le synclinal de la Rivière Nigadoo ont été attribués à la phase D2, mais pourrait aussi être relié à la phase Acadienne (van Staal et de Roo, 1995). Trois types de plis ont été documentés dans la région d'étude. Les plis P1 sont attribués à la phase Salinique, alors que les plis P2 et P3 sont attribués à la phase Acadienne. Dimitrov *et al.*, (2004) ont décrit les plis suivants :

- 1) Les plis P1 ont été observés uniquement dans les roches du Silurien inférieur. L'orientation des axes de ces plis varie, mais la direction générale est O-E à NO-SE. Les plis P1 sont droits, leur taille varie de plusieurs centimètres à plusieurs mètres et leur longueur d'onde est variable. Les plis P1 dans la Formation de Madisco Brook sont serrés alors que la compétence des roches de la Formation de Weir aurait inhibé cette phase de plissement.
- 2) Les plis P2 sont droits et possèdent une surface axiale légèrement inclinée vers le NE ou le SO. Ils sont associés avec une foliation régionale S2 non coplanaire avec l'axe des plis, une caractéristique de la déformation transpressive de la Gaspésie (Malo et Béland 1989). Ces plissements sont associés à des failles de décrochement qui se développent généralement sur les flancs, parfois dans les charnières de plis, comme c'est probablement le cas sur la *Main Break*,
- 3) Les plis P3 existent uniquement au voisinage de la faille Rocky Brook-Millstream à laquelle ils sont génétiquement associés. Leur angle d'ouverture diminue d'ailleurs considérablement à l'approche de cette faille.

2.3.3 Les failles du synclinal de la Rivière Nigadoo

Dans le synclinal de la Rivière Nigadoo, la faille Rocky Brook-Millstream est une structure décrochante ENE-OSO et se subdivise en plusieurs autres failles : la *Main Break* et la faille d'Elmtree, une structure délimitant le contact entre le synclinal de la

Rivière Nigadoo et la boutonnière d'Elmtree (Winchester *et al.*, 1992). Au NO du synclinal de la Rivière Nigadoo, des failles de chevauchements à vergence NO sont associées à la répétition des unités du Silurien inférieur (Walker *et al.*, 1993). L'axe du synclinal de Murray Brook, l'extension SO du synclinal de la Rivière Nigadoo, est déplacé d'environ 20 kms par le jeu latéral dextre de la FRBM (Dimitrov *et al.*, 2004) et un jeu de 60 kms a été documentée par la distance séparant des roches similaires, métamorphisées au faciès schiste bleu, de la boutonnière d'Elmtree et de l'anticlinorium des Hautes-Terres de Miramichi. Dans le secteur d'Ann's Creek, la FRBM a une direction N240 tandis que la *Main Break* a une direction N255 (van Staal et de Roo, 1995). Avant le jeu en décrochement dextre, la structure de Rocky Brook-Millstream a été interprétée comme une faille synsédimentaire (Davies *et al.*, 1969; Fyffe, 1982) le long de laquelle la boutonnière d'Elmtree aurait été située du côté ouest (van Staal et de Roo, 1995). Des nodules calcaires fortement étirés ont été observés dans la Formation de La Vieille et seraient liés à un mouvement inverse et/ou transpressif de la faille Rocky Brook-Millstream. Au Dévonien supérieur, le mouvement dextre de la faille Rocky Brook-Millstream aurait considérablement diminué suite à l'emplacement de la granodiorite du pluton de Nicholas Denys pour lequel le rejet de faille n'aurait pas dépassé 1 km (Walker et McCutcheon, 1995). La faille Rocky Brook-Millstream est associée à une série de failles subsidiaires en lien avec la cinématique des décrochements dextres. Des failles de direction NO-SE, N-S et E-O abondent au nord de la faille Rocky Brook-Millstream (Davies *et al.*, 1969). En périphérie du pluton de Nicholas-Denys, plusieurs de ces failles sont minéralisées.

2.4 Magmatisme felsique et mafique du Dévonien supérieur

La composition des plutons siluro-dévonien de la zone de Humber et de Dunnage en Gaspésie et au Nouveau-Brunswick suggère une mise en place dans des contextes d'arcs volcaniques et intraplaques (Whalen *et al.*, 1994). Le magmatisme du Dévonien supérieur recoupant la zone de Dunnage est constitué de plutons granodioritiques calco-alcalins à hornblende et à biotite (Williams, 1979). La mise en place des plutons est contrôlée structuralement, leur localisation se trouvant généralement relativement proche des zones transpressives acadiennes (Whalen *et al.*, 1994). Les plutons felsiques sont spatialement associés à des intrusions mafiques se manifestant essentiellement sous forme de dykes (Clarke *et al.*, 1997). Les travaux cartographiques de Walker *et al.*, (1991) ont révélé la présence de nombreux dykes felsiques et mafiques dans la région où se situe les plutons d'Antinouri Lake et de Nicholas-Denys. Le pluton d'Antinouri Lake est un granite à biotite tandis que le pluton de Nicholas-Denys est une granodiorite à biotite à texture essentiellement équigranulaire et présente des phases monzonitiques (Davies *et al.*, 1969; Walker *et al.*, 1993). Les deux plutons sont recoupés par des dykes porphyriques à quartz-feldspath. Des roches mafiques gabbroïques siluro-dévonien recoupent la Formation de Millstream au sud de la propriété de Nicholas-Denys et dans la partie occidentale du synclinal de la Rivière Nigadoo, où elles recoupent la Formation de Free Grant (van Staal, 2007a). Le pluton de Nicholas-Denys borde le système de failles Main Break-Rocky Brook-Millstream au nord. La forme arrondie du pluton suggère que peu de déformation était active au cours de sa mise en place: le décrochement dextre se serait affaibli après la mise en place du pluton. Ceci est en accord avec l'âge U-Pb sur zircons de ce pluton, soit Dévonien supérieur (-381 Ma ;Walker *et al.*, 1991).

Selon Whalen *et al.*, (1994), les signatures isotopiques du plomb pour l'ensemble des granites siluro-dévonien de la zone de Dunnage forment un groupe distinctif : les résultats suggérant qu'une contamination crustale des granitoïdes par un socle Grenvillien (Laurentia). Les données isotopiques de l'oxygène et du néodyme

convergent cependant vers une source mantellaire : les différences de composition seraient dues à une hétérogénéité compositionnelle du socle grenvillien, localisé sous les zones de Dunnage et de Gander. Les analyses géochimiques du pluton de Nicholas-Denys suggèrent une affinité calcoalcaline et métalumineuse de la série des granites de type I. Ces plutons sont reconnus pour être associés aux métaux Cu-Mo, d'origine magmatique, et aux métaux Pb-Zn-Ag-Au, d'origine hydrothermale-magmatique, dans la zone périphérique d'emplacement. La présence de ces métaux est contrôlée par la nature du magma et par le processus de fractionnement lors de son refroidissement (Robb, 2005).

2.5 Contexte métallogénique de la propriété de Nicholas-Denys

La minéralisation la plus importante dans la région d'étude est l'ancienne mine de Nigadoo, située au sein du synclinal de la Rivière Nigadoo, 2 km à l'est du pluton de Nicholas-Denys. Cette mine a produit 1,9 Mt de minerai à 2,2 % Pb, 2,1 % Zn, 0,2 % Cu et 90 g/t Ag grâce à deux systèmes de veines d'orientation NO recoupant une intrusion porphyrique à quartz-feldspath (McCutcheon *et al.*, 1992).

Davies *et al.*, (1969) décrivent 46 dépôts métallifères, cartographiés au sein de la propriété de Nicholas-Denys, révélant une zonalité des métaux autour du pluton (figure 2.4). Plusieurs catégories de minéralisations ont été distinguées :

- 1) Des veines contenant de la molybdénite sont localisées dans le pluton associées aux phases monzonitiques ainsi qu'à une altération en séricite et en épidote. Le molybdène est aussi retrouvé en périphérie où il est parfois associé avec du tungstène (scheelite) (Walker *et al.*, 1991).

- 2) Des skarns à Fe-Cu (gîte de Millstream Iron et gîte de Beresford Copper), issus du métamorphisme de contact, localisés au sud du pluton et longeant la *Main Break*. Les sulfures présents sont la pyrrhotite et la chalcopryrite associés avec de la magnétite. Les minéraux métamorphiques associés sont le grenat andradite, la hornblende, le diopside, l'épidote et l'actinote.
- 3) Des minéralisations à Pb-Zn-Ag+/-Au sont localisés dans la séquence ordovicienne et dans la séquence silurienne au sein de l'auréole métamorphique du pluton. Les minéralisations localisées dans les schistes pélitiques ordoviciens sont des veines constituées d'un assemblage à pyrrhotite-pyrite-sphalérite-galène associé avec du quartz et de la calcite. Le Groupe de Fournier est recoupé par des dykes porphyriques à quartz-feldspath mais aucun de ces dykes ne se trouve à proximité de la minéralisation. Une minéralisation à Pb-Zn-Ag s'apparentant à un gisement syngénétique selon Deakin, (2011), affleurent sur les indices de Hachey, de Pine Tree et de Shaft, le long de la faille Rocky Brook-Millstream. Les veines recoupant la séquence silurienne sont constituées d'un assemblage pyrrhotite-sphalérite-pyrite-galène-chalcopryrite-arsénopyrite associé avec du quartz et de la calcite. Le gisement de Nigadoo est inclus dans cette série de minéralisations. De l'antimoine, associé à ces minéralisations, a été reconnu à l'extérieur de l'auréole métamorphique.
- 4) Des veines de quartz cuprifères à chalcopryrite et pyrite, et d'orientation NO sont présentes dans des faciès schisteux d'une zone adjacente à la *Main Break*.
- 5) Des veines à Au-As se trouvent autour de l'intrusion. L'arsénopyrite, contenant un peu d'or, se présente dans des sédiments finement stratifiés, composés d'argiles et de greywacke (Davies *et al.*, 1969). La pyrrhotite et la chalcopryrite ont aussi été identifiées et sont associées à une gangue de quartz-carbonate. Ces structures sont minéralisées et d'orientation N-S et NE-SO.

Ces veines à Au-As auraient une relation spatiale spécifique avec les veines de pyrite-pyrrhotite-sphalérite-galène et les minéralisations cuprifères. Les horizons de calcaire et les unités ultramafiques au sein de l'aurole métamorphique représentent des pièges favorables à la minéralisation (Walker *et al.*, 1993).

Davies *et al.*, (1969) indiquent qu'à l'extrémité occidentale de la zone skarnifiée, des calcaires et des calcaires argileux encaissent des veines minéralisées à chalcoppyrite, galène, sphalérite et arsénopyrite associées avec de l'or. Cette zone, appartenant au secteur d'Ann's Creek, semble correspondre au secteur de Dante et de Raya. La minéralisation, parfois grossière et automorphe, se caractérise par des cristaux de sphalérite et de galène associés à la pyrite, la pyrrhotite, la chalcoppyrite et l'arsénopyrite. L'origine de la minéralisation de ces gîtes à Pb-Zn-Ag est attribuée aux diabases localisées dans la *Main Break*. Or, plusieurs auteurs (Walker *et al.*, 1991; van Staal, 2007a) indiquent que ces roches mafiques appartiennent à l'Ordovicien et attribuent cette unité à la Formation du Mélange de la Rivière Belledune, une unité de la zone de Dunnage impliquant que les roches mafiques dans la *Main Break* ne peuvent représenter des dykes tardifs et, par conséquent, ne peuvent pas constituer la source de la minéralisation.

CHAPITRE III

ÉTUDES DES INDICES MINÉRALISÉS DE RAYA, DE DANTE ET DU GÎTE DE HACHEY

Les indices de Raya et de Dante sont localisés dans le secteur d'Ann's Creek à environ 2,8 km de distance par rapport au SO du pluton granodioritique de Nicholas-Denys. Les décapages exposent des veines minéralisées recoupant l'ensemble des roches sédimentaires appartenant au synclinal de Nigadoo River et de la *Main Break*.

Les veines minéralisées ont été découvertes grâce aux tranchées et aux analyses géochimiques effectuées par la compagnie Puma Exploration durant les travaux de l'été 2011 pour l'indice de Dante et durant les travaux de l'été 2012 pour le décapage de Raya. Sur ce dernier, un des forages les plus significatifs a intercepté une zone minéralisée à 6,5 % Zn, 3,09 % Pb, 134 g/t Ag, 689 g/t Cu, 458 g/t Cd, 138 g/t Bi et 70 g/t Sb sur 3 m dans un horizon de calcaire argileux calco-silicaté. La découverte du gîte de Hachey a eu lieu entre 1949 et 1951 (New Brunswick Department of Natural Resources, 2014). Un puit souterrain dans la zone de Hachey a été réalisé en 1956 suite à une estimation des ressources indiquant 59 400 t à 2,14 % Zn, 1,59 % Pb et 204 g/t Ag. Les travaux récents de décapage du gîte de Hachey ont été effectués en 2007 par la compagnie Puma Exploration. L'enlèvement de la couche d'altérite d'une épaisseur d'environ 3 m et de la végétation a permis d'effectuer des levées géochimiques et des levées cartographiques qui ont ensuite conduit à des forages sur l'ensemble des décapages.

Les travaux de terrain au cours de cette maîtrise ont consisté à cartographier les deux décapages et étudier les forages effectués dans le secteur. Dans ce chapitre nous présentons le contexte géologique régional des décapages et accordons une attention particulière, au niveau macroscopique et microscopique, aux textures et variations lithologiques des roches encaissantes. Ensuite, nous étudions les caractéristiques structurales des veines pour en déduire leur mode d'emplacement au sein du cadre tectonique régional.

3.1 Contexte géologique

Les décapages de Raya et de Dante sont adjacents à la *Main Break* et appartiennent au flanc sud de l'anticlinal de la Rivière Nigadoo (figure 3.1). Les deux décapages sont situés à 200 m l'un de l'autre, avec Raya à l'ouest et Dante à l'est (figure 3.2). Les veines minéralisées des décapages recoupent la succession stratigraphique suivante, de la base vers le sommet : les roches gabbroïques du Mélange de la Rivière Belledune, la séquence arénitique de la Formation de Weir, les calcaires argileux de la Formation de La Vieille et les conglomérats de la Formation de Simpsons Field. La stratification est de direction ENE et la polarité normale est vers le sud, telle que soulignée par : (1) une granulométrie croissante dans un lit de conglomérat calcaire (figure 3.7C) de la formation de LaVieille, et (2) des dépressions, creusées et allongées dans le sens de la stratification, interprétées comme des *flutes casts* (figure 3.7D).

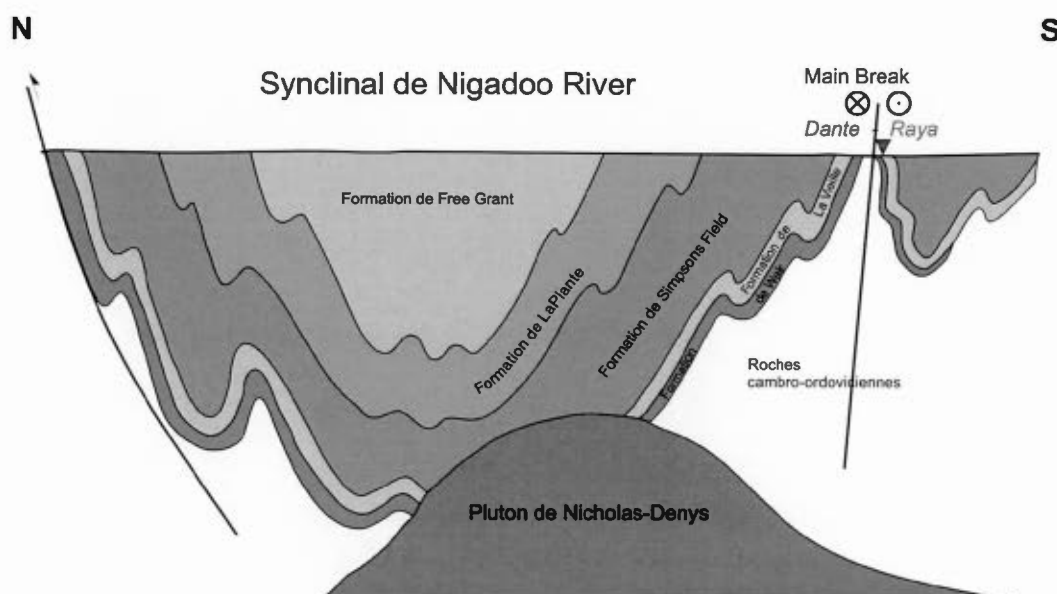


Figure 3.1 Coupe géologique interprétative du synclinal de la Rivière Nigadoo, modifiée de Walker *et al.*, (1991). La localisation des indices minéralisés de Dante et de Raya est indiquée par la flèche rouge.

La *Main Break* affleure sur l'indice de Raya et a été interceptée en forage sur Dante où nous avons pu lui déterminer un pendage de 85° vers le nord. Les travaux géologiques effectués (Davies *et al.*, 1969; Walker *et al.*, 1991; van Staal, 2007a) dans le secteur ont révélé la présence d'un anticlinal recoupé par la *Main Break*. Cette dernière semble affecter la charnière de cet anticlinal (figure 3.1). Une foliation se parallélisant à la *Main Break*, attribuée à l'orogénèse Acadienne, a été documentée dans les unités siluriennes affleurant en bordure de la *Main Break* (van Staal et de Roo, 1995). Cette foliation est d'orientation NE-SO à Limestone Point ainsi que sur le gîte de Hachey et d'orientation ENE-OSO sur les indices de Raya et de Dante. Le faciès métamorphique régional est de très faible grade (Wilson, 2003) mais un assemblage à séricite-chlorite-carbonates a été observé par Davies *et al.*, (1969) dans le secteur de Nicholas-Denys indiquant un métamorphisme au faciès schiste vert relié aux plutons dévoniens. Les travaux cartographiques de Davies *et al.*, (1969) dans la

propriété de Nicholas-Denys ont révélé la présence de dykes porphyriques et aplitiques dans la zone périphérique au pluton de Nicholas-Denys (figure 2.4).

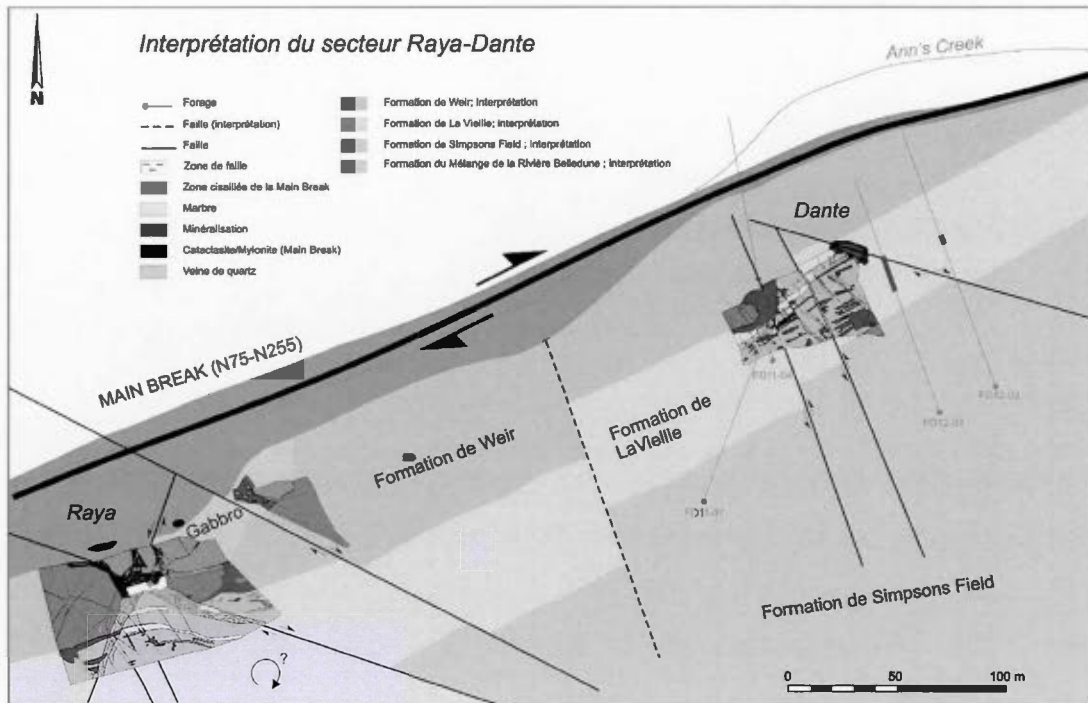


Figure 3.2 Vue en plan de la géologie du secteur de Raya-Dante suite aux travaux de cartographie réalisés pendant les étés 2011 et 2012.

3.2 Description des aires d’affleurement

Les veines prédominantes sur les deux décapages sont subverticales et de direction NO–SE. Elles recoupent toutes les roches encaissantes indiquant une mise en place postérieure. Macroscopiquement, la minéralisation en sulfures est accompagnée de quartz, de calcite et de chlorite. En surface, la minéralisation présente des teintes brun-rouille, variant d’une couleur brune-rouge-orange, qui se répandent sur les roches encaissantes et peut compliquer les observations pétrographiques. En

profondeur, ces tâches rouillées sont absentes, indiquant que cette altération est d'origine météorique. De plus, les textures primaires des roches encaissantes ont été affectées par le métamorphisme et l'hydrothermalisme.

3.2.1 Décapage de Raya

Le décapage de Raya est d'une superficie de 60 m par 40 m (figure 3.3). Il inclut des veines minéralisées NO-SE et deux zones de cisaillement à faible pendage recoupant les roches gabbroïques du Mélange de la Rivière Belledune et la séquence silurienne du synclinal de la Rivière Nigadoo, incluant les formations de Weir et de La Vieille.

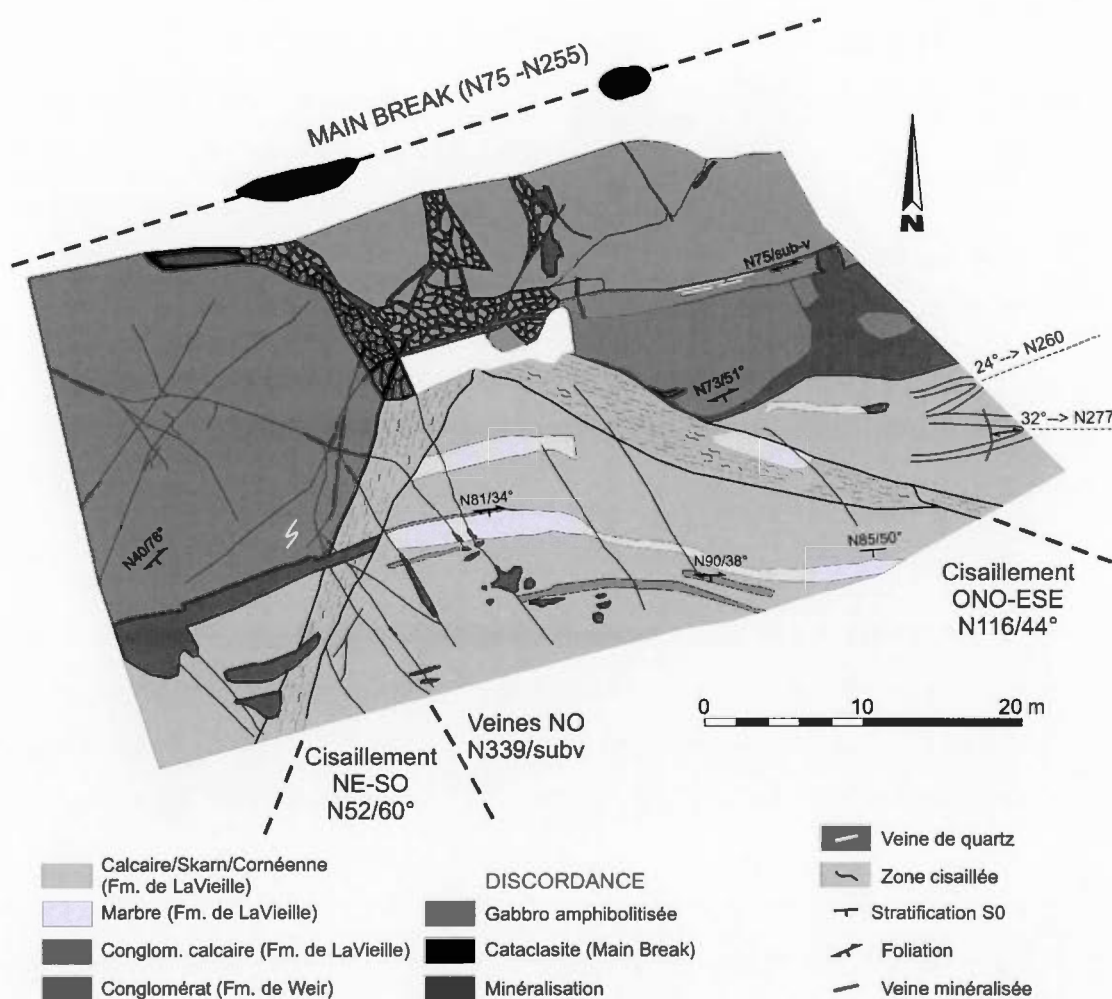


Figure 3.3 Carte géologique du décapage de l'indice de Raya. L'hydrothermalisme se traduit par un réseau de veines dans les formations de Weir (réseau minéralisé de couleur noire) et de La Vieille tandis que le gabbro est affecté par des veines moins fréquentes et plus espacées mais plus épaisses.

3.2.1.1 Description détaillée des lithologies hôtes

Plus d'une vingtaine de lames minces ont servi aux analyses microscopiques afin de caractériser les lithologies et les altérations. La limite nord du décapage est marquée

par la présence d'une unité chloritisée à fort magnétisme d'une direction ENE-OSO, attribuée au mouvement décrochant de la *Main Break*. Cette dernière recoupe le gabbro amphibolitisé appartenant au Mélange de la Rivière Belledune. De la base stratigraphique vers le sommet, nous retrouvons sur ce décapage le métagabbro du Mélange de la Rivière Belledune, la séquence détritique de la Formation de Weir, et les calcaires argileux de la Formation de La Vieille.

3.2.1.1.a Mélange de la Rivière Belledune

Le gabbro amphibolitisé est essentiellement de couleur vert foncé mais parfois gris pâle sur certains intervalles en forage. En lame mince, cette roche mafique possède une texture holocristalline, grenue et ophitique (figure 3.4). Cette texture primaire est caractérisée par des cristaux millimétriques de feldspaths séricitisés (52 %), d'amphiboles (43 %) et des minéraux opaques (5 %). Les amphiboles, pseudomorphes des pyroxènes, sont prismatiques et se composent d'actinolite-trémolite (30 %), associés avec de la muscovite (10 %) et de la biotite (3 %). Des carbonates et la chlorite sont présents en trace (<1%). Les cristaux d'actinolite-trémolite ont un aspect fibreux, un pléochroïsme modéré et une couleur verte tandis que les cristaux de muscovite sont xénomorphes et de couleur plus jaune que les feldspaths, indiquant une composition ferrique (Roubault, 1963). Les biotites sont zonées. Des macles de Carlsbad et des macles polysynthétiques sont discernables sur les lattes de certains feldspaths, mais la forte altération en séricite +/- carbonates rend difficile l'évaluation précise du rapport feldspaths-K/plagioclase. Du quartz (<1 %) se présente parfois en périphérie des sulfures, alors que les cristaux de titanite, d'apatite et de grenat sont parfois présents en trace (<1 %).

Cette série d'observations suggèrent que le gabbro amphibolitisé a atteint la zone à biotite du faciès schiste vert (Winter, 2010).

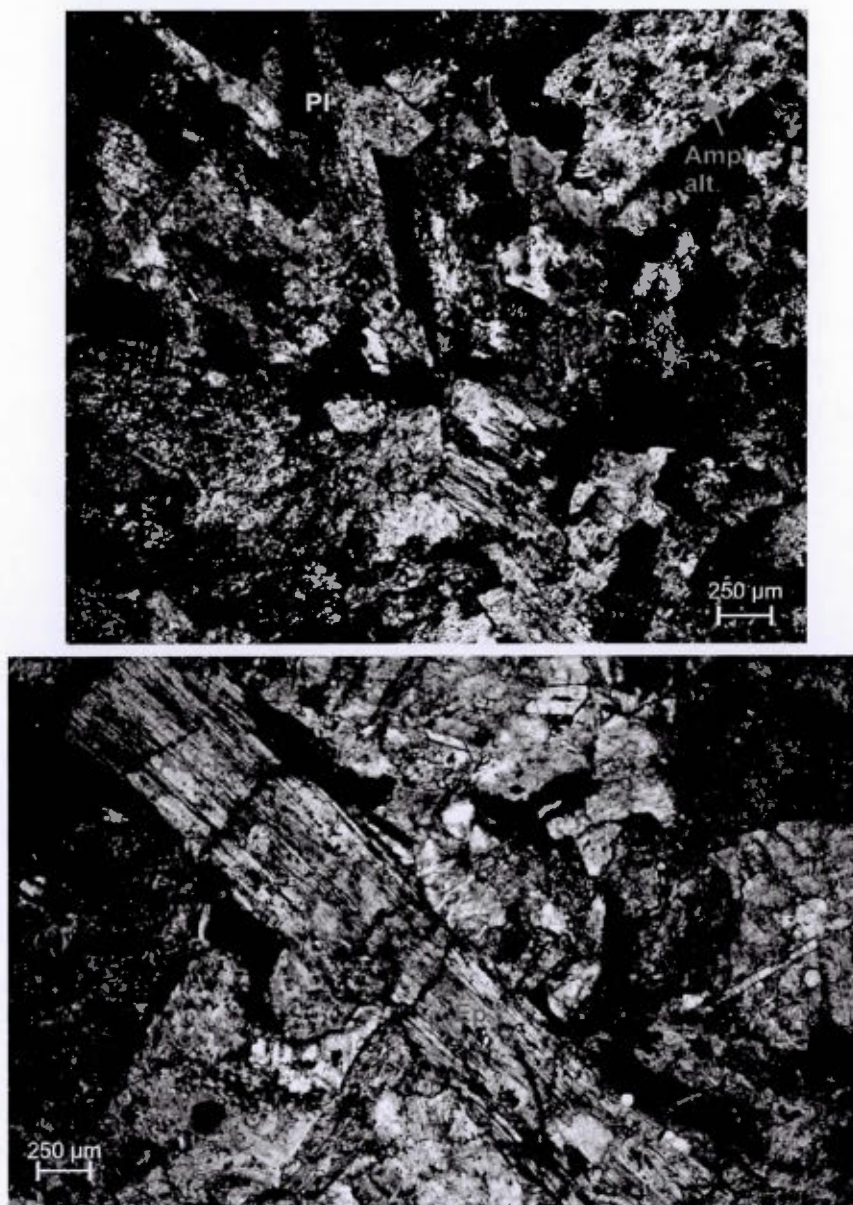


Figure 3.4 Photographie au microscope montrant la texture ophitique dans le gabbro, figure du haut, et les cristaux d'actinote-trémolite (Act-Tr) associée à de l'épidote (Ep), de la biotite (Bt) et de la chlorite (verdâtre) sur la figure du bas.

Sur Raya, une zone de gouge foliée caractérise le corridor de déformation de la *Main Break*, cette dernière recoupant le gabbro amphibolitisé. Cette faille est caractérisée par une alternance de mylonites, de cataclasites, de microbrèches et de gouges (figure 3.5). Sur certains intervalles, notamment les textures de microbrèches, une foliation pénétrative, s'apparentent à un clivage de fracture, est observable. Au sein de la zone de faille, la roche a été altérée en un assemblage à magnétite-chlorite-talc-calcite +/- muscovite. Dans un des forages recoupant le skarn de Millstream, au sud du pluton de Nicholas-Denys, la zone de déformation de la *Main Break* est d'une épaisseur d'environ 110 mètres.

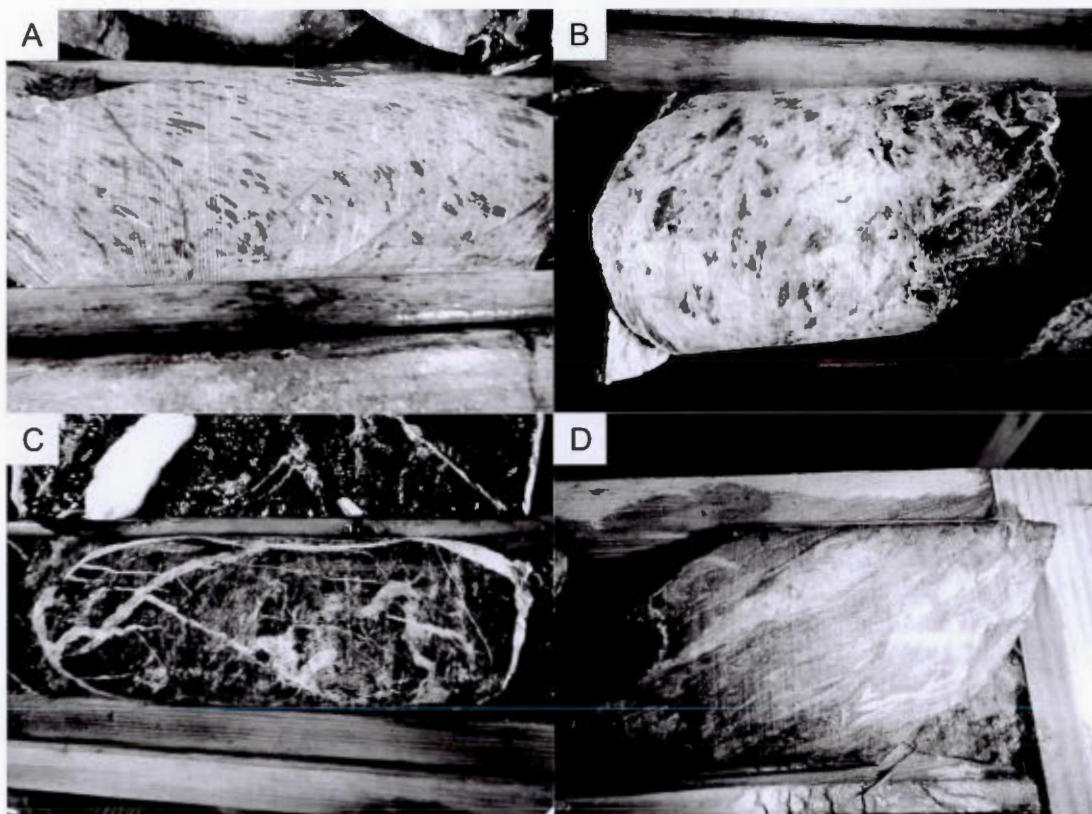


Figure 3.5 Photographie d'échantillons de cataclasites retrouvées en forages sur les zones de Raya et de Dante. (A) Mylonite avec chlorite étiré (B) Ultracataclastite avec des fragments de magnétite dans une matrice à talc-carbonates et (C) Brèche de faille caractérisée par des clastes anguleux altérés en magnétite et des veines à talc-chlorite +/- carbonates-serpentine. (D) Protomylonite constituée par

les fragments étirés et hématisés de la Formation conglomératique de Weir. Diamètre du forage : NQ.

3.2.1.1.b Formation de Weir

Le gabbro amphibolitisé du Mélange de la Rivière Belledune est surmonté par le conglomérat et les grès de la Formation de Weir, le contact entre ces deux unités est bréchifié du côté ouest alors qu'à l'est, la couleur sombre similaire des deux unités rend ce contact difficile à observer. Cette dernière zone est cependant caractérisée par des veines de quartz de direction N075 et une foliation subverticale de même direction (figure 3.3; figure 3.4).

La Formation de Weir est d'une compétence élevée et présente d'importantes variations de couleur sur le terrain. Les couleurs de la matrice du conglomérat varient du noir, au gris brunâtre sombre à gris verdâtre. Un assemblage de conglomérat (clastes centimétriques à infracentimétriques), de greywacke (clastes millimétriques) et de lutites a été identifié. L'ensemble de la fraction grossière de ces roches est de nature essentiellement volcanique. Les clastes ont généralement une forme subarrondie à subanguleuse et sont allongés suivant la foliation. Sur le terrain, aucune structure sédimentaire n'a permis de définir la polarité. L'assemblage greywacke/lutite présente une alternance de lits d'une granulométrie homogène et les particules grossières sont essentiellement de même nature que dans le conglomérat. Dans ce conglomérat, la fraction grossière représente 65 - 75 % du volume de la roche. Différents types de clastes ont été identifiés (figure 3.6): des fragments de chert ainsi que des fragments de roches mafiques d'origine volcanique et plutonique. Ces clastes ont différentes textures primaires indiquant une origine pyroclastique et trachytique, tel que le suggère les reliques de lattes de plagioclase. Les clastes de roches plutoniques ont une texture grenue et sont constitués d'épidote, d'actinote-

trémolite et de feldspaths damouritisés. Les fragments de chert sont caractérisés par une texture holocristalline de quartz présentant une extinction irrégulière. La matrice du conglomérat est cryptocristalline et est essentiellement constituée de séricite-muscovite (10 - 20 %), de quartz xénomorphe (5 - 10 %), d'épidote xénomorphe à fort relief (3 %), de plagioclases xénomorphes à automorphe (2 %) damouritisés, de pyrite (5 %) et de minéraux opaques (5 %), essentiellement des oxydes de titane. Ce matériel opaque, représentant 25 à 35 % du volume rocheux, intègre les clastes et la matrice. Des veinules d'épidote sont localement présentes et recoupe des cristaux de pyrite, suggérant une origine tardive.

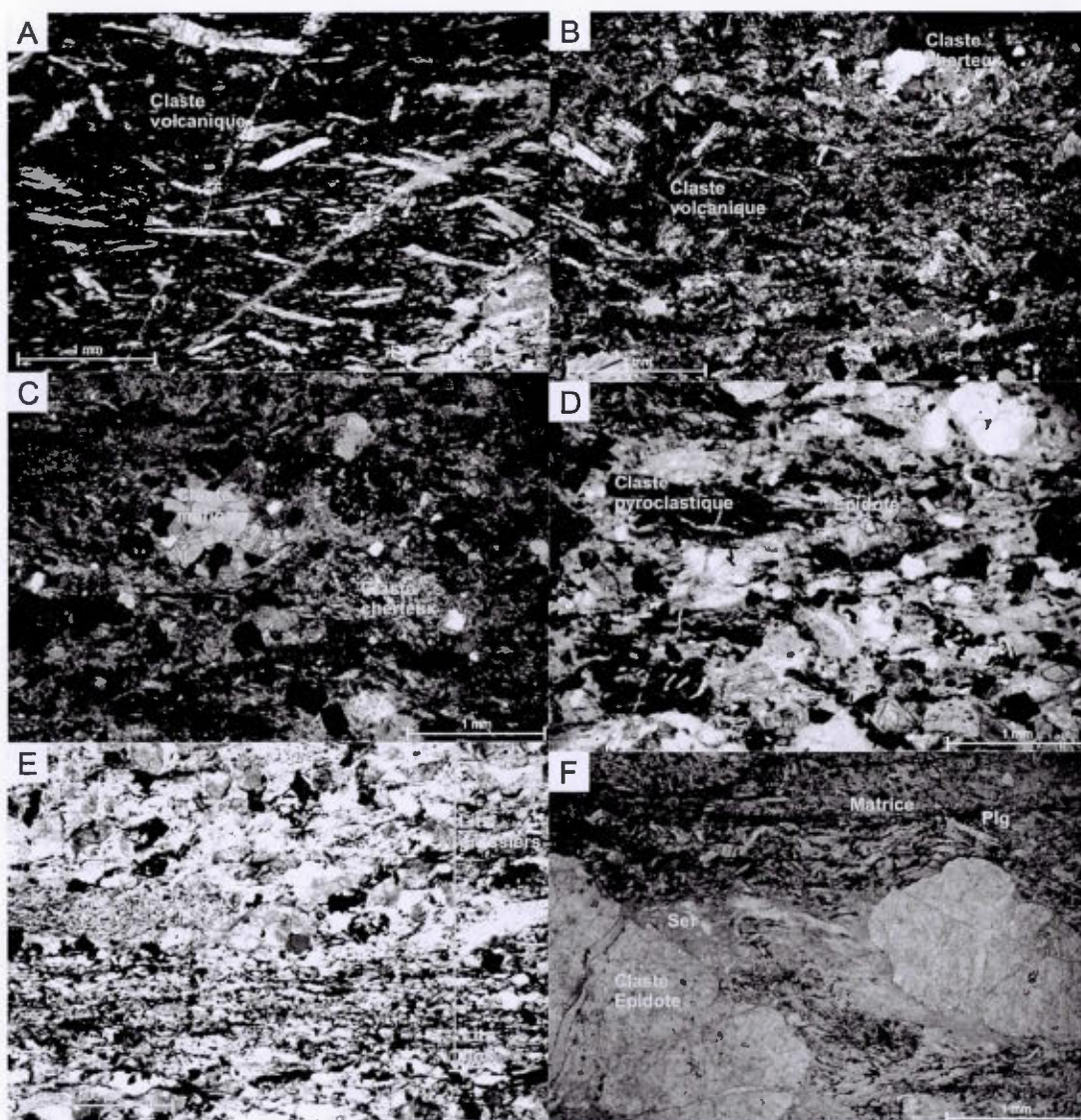


Figure 3.6 Photographie au microscope, de la Formation de Weir, montrant la texture trachytique d'un claste volcanique (A) puis des clastes cherteux (B), des clastes d'épidote (C et F) et des clastes pyroclastiques (D) dans le faciès conglomératique. La photo E, du faciès lutite greywacke, montre des lits présentant une granulométrie plus fine, avec des éléments atteignant la taille maximale de 10 μm , et des lits présentant une granulométrie plus grossière avec des éléments atteignant la taille maximale de 70 μm .

Selon Walker *et al.*, (1991), les clastes présentant de l'épidote associé avec les feldspaths séricitisés, entre autres, seraient issus de l'érosion de la séquence ophiolitique ordovicienne du Groupe de Fournier. L'alternance de la granulométrie,

de lutite, greywacke et conglomérat, suggère des variations du courant pendant la déposition. La granulométrie hétérogène des clastes, ainsi que leur diversité suggèrent que ces conglomérats sont immatures, et n'auraient pas subi de transport important.

De fréquentes laminations verdâtres, d'origine hydrothermale et distribuées de façon hétérogène au sein de ces roches ont été identifiées en forage (figure 4.1D). Les minéraux d'altération, caractérisant ces laminations sont aussi présents dans les clastes, mais surtout dans la matrice. En lame mince, cette altération atteint les 20 % du volume rocheux, particulièrement lorsque la matrice est plus abondante, par exemple dans l'assemblage greywacke/lutite. La principale altération affectant les roches de la Formation de Weir demeure essentiellement un assemblage à séricite-quartz. De petites veinules d'épidote, associés à un assemblage à séricite +/- chlorite-biotite, recoupant des sulfures de pyrite ont aussi été remarquées.

3.2.1.1.c Formation de La Vieille

Cette formation, présente sur les décapages de Raya et de Dante, se caractérise par deux types de roches : (1) un marbre calcaire gris pâle présentant une alternance de lits clairs carbonatés et de lits plus sombres argileux, et (2) un skarn et/ou marbre calco-silicaté de couleur gris verdâtre entièrement silicifié. La transition entre ces différentes lithologies est souvent graduelle, comme en témoigne la diminution du test HCl vers les unités plus silicifiées. Le marbre calcaire présente une texture saccharoïdale. Des interlits calco-silicatés sont présents. Les strates ont une compétence élevée et présentent une alternance de lits hétérométriques entre un marbre gris et du métacalcaire argileux noireâtre (figure 3.7A).

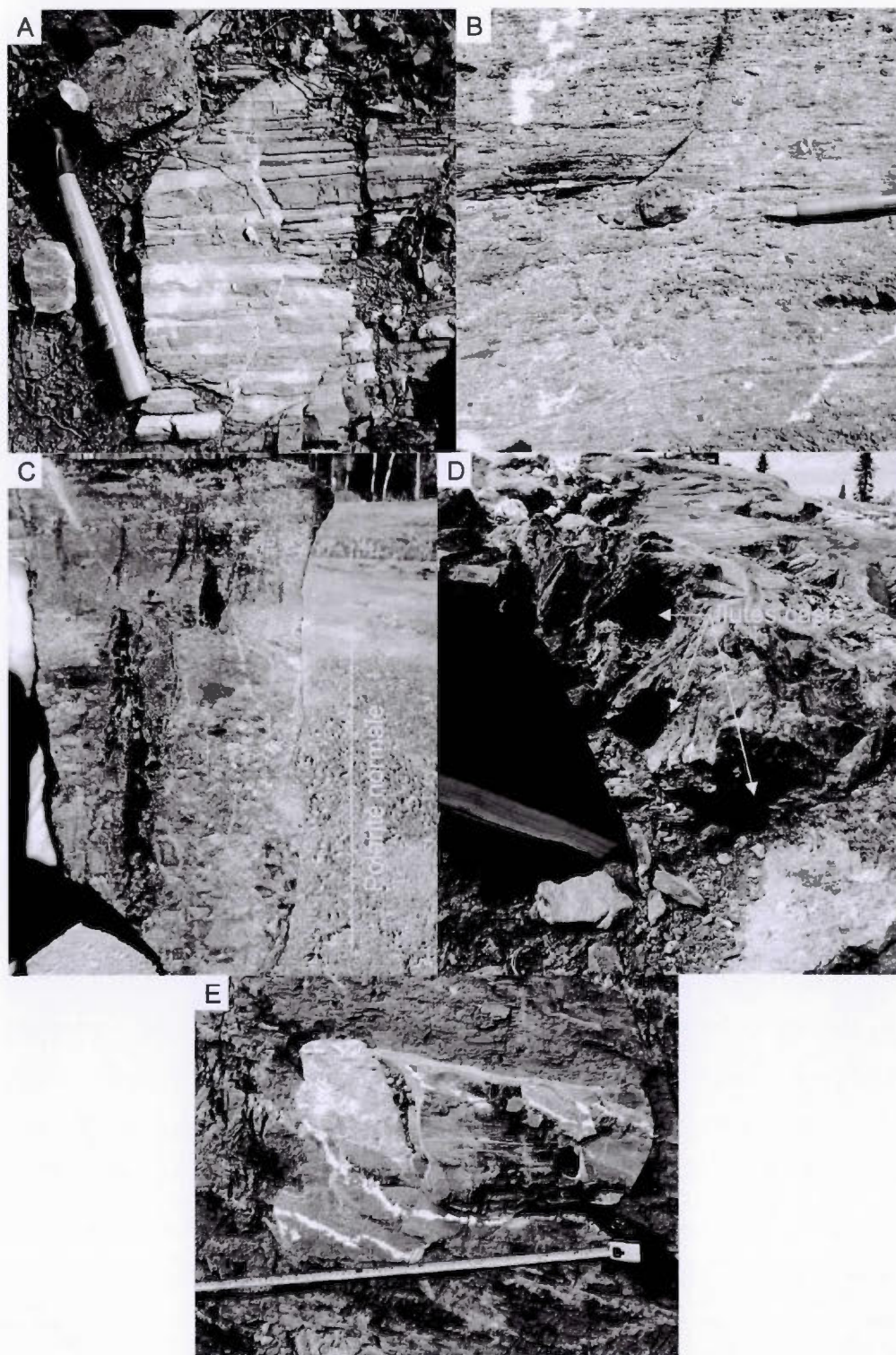


Figure 3.7 Photographies de terrain montrant les différentes lithologies de

métacalcaires avec des interlits plutôt argileux sur Dante (photo A) et des lithologies plutôt gréseuses (B). Deux faciès de polarité normale ont été retrouvés sur Raya : avec une granulométrie croissante (C), suggérant une polarité vers le sud, et des “flutes casts” (D). Ces dernières révèlent un paléocourant de direction vers le nord. La photo (E) illustre la présence de blocs de marbre demeurés intacts lors de l’altération.

Des clastes de quartz sont préservés dans le marbre : certains sont arrondis et enveloppés par la matrice alors que d’autres sont allongés (figure 3.7B) selon la foliation qui semble être parallèle à la stratification. Ces observations sont cohérentes avec d’autres études proches de la *Main Break* où des nodules étirés vers le NE ont été attribués à un mouvement transpressif sur la FRBM (Walker *et al.*, 1991; van Staal et de Roo, 1995). Les lits sombres, de taille millimétrique à centimétrique, ont une effervescence beaucoup moins prononcée que les lits de marbre, de couleur plus clair. L’alternance des lits sombres et des lits clairs met en évidence la stratification. Nos observations microscopiques indiquent la présence de carbonates (40 %), dessinant une texture granoblastique, avec davantage de matériel terrigène (30 %), difficilement mesurable, dans les lits sombres (figure 3.8C). Le reste du volume de la roche est occupé par des cristaux de plagioclase damouritisé (10 %), d’épidote (~2 %), d’actinote-trémolite (10 %) et de minéraux opaques (<10 %). Les lits clairs, moins abondants, forment parfois de petites zones de forme ovale dans les lits sombres et présentent un ciment de sparite (<100 µm) qui domine au sein d’un matériel détritique moins abondant (5 %) accompagné de 7 % d’actinote/trémolite et 3 % de minéraux opaques. Les lits clairs sont formés à environ 85 % de carbonates. Les lits très enrichis en carbonates sont peu fréquents, la taille du matériel terrigène est difficilement mesurable, mais les particules détritiques identifiés ont une taille inférieure à 100 µm : par conséquent, le protolithe serait un calcaire argileux. Les cristaux de d’actinote-trémolite (<100 µm) sont subautomorphes. Les cristaux de plagioclase, xénomorphe à subautomorphe et de taille inférieure à 200 µm, sont orientés aléatoirement dans la roche, une texture typique des cornéennes et des

skarns. Quand la taille des cristaux le permet, une extinction ondulante peut être identifiée sur les minéraux d'actinote/trémolite et de sparite (figure 3.8A).

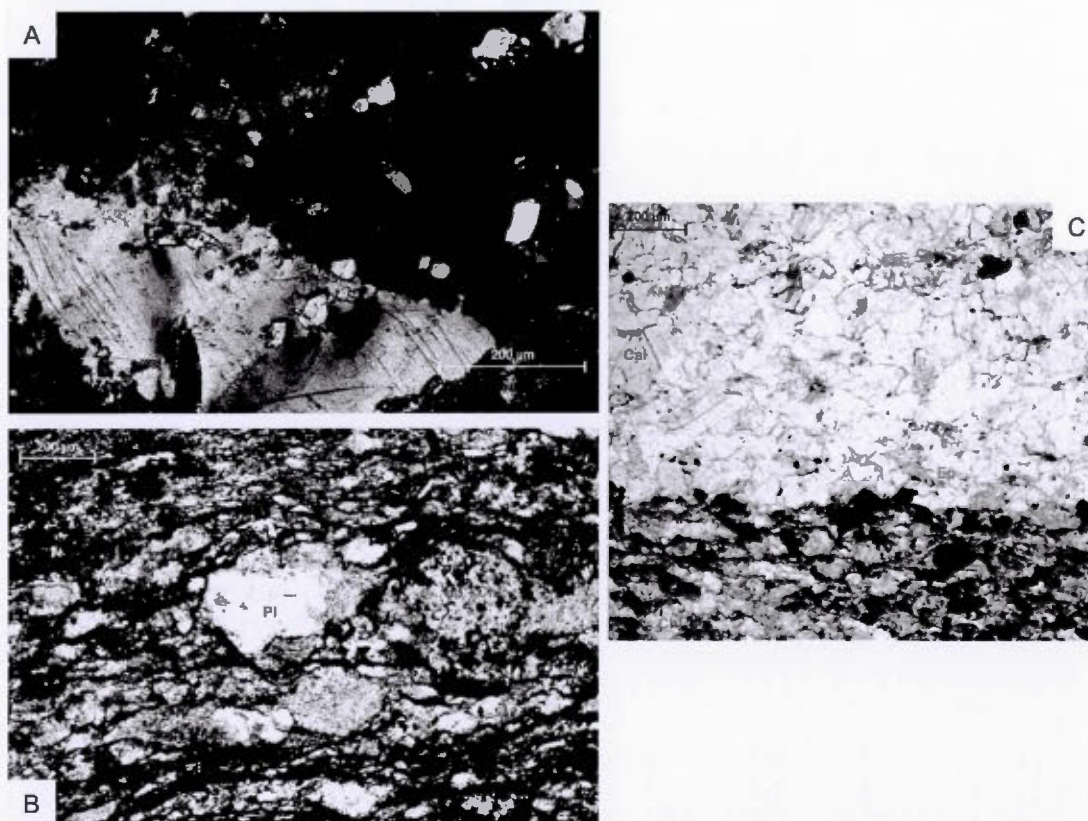


Figure 3.8 Photographie au microscope de la Formation de La Vieille montrant (A) de la sparite déformée recoupée par les sulfures (opaques) et des cristaux d'actinote-trémolite. La photo B montre des plagioclases et des clastes altérés en épidote et chlorite. Au sein du calcaire, les cristaux de sparite forment une texture parfois granoblastique (C), les interlits argileux sont identifiables grâce à la concentration plus élevée en matériel sombre et en minéraux opaques.

La cornéenne calco-silicatée présente des couleurs verdâtres et est intensément silicifié. Le matériel détritique, de taille difficilement mesurable même au microscope, représente environ 30 à 35 % du volume de cette lithologie, indiquant que le protolithe est une marne calcaire. La roche ne réagit pas au HCl, mais une masse micritique demeure identifiable sur certaines lames minces. Les minéraux d'altération, constituant 45 à 50 % de la roche, forment un assemblage à

séricite/muscovite-actinote/trémolite-quartz. Les séricites/muscovites sont particulièrement développés et remplacent les feldspaths. Les cristaux de quartz et d'actinote-trémolite montrent une extinction ondulante assez fréquente. De petites zones, réparties hétérogènement, révèlent la présence d'épidote, d'amphibole et de biotite chloritisées associées avec des carbonates et du quartz (figure 3.8B). Le protolithe de la Formation de La Vieille est essentiellement un calcaire argileux évoluant en calcaire. Des caractéristiques lithologiques similaires ont été reconnues dans la séquence calcaire arénitique du membre inférieur de cette formation, soit le membre de Limestone Point qui présentent le même type d'alternance lithologique, sauf que les affleurements du littoral sont riches en fossiles (figure 3.9). Walker *et al.*, (1991) précisent cependant que cette Formation de La Vieille est caractérisée par des changements latéraux abrupts de faciès et que les deux membres ne peuvent pas être distingués l'un de l'autre en s'éloignant de la côte. En effet, à Limestone Point, le calcaire est fossilifère alors que sur les décapages de Raya-Dante, aucun fossile n'a été identifié vraisemblablement à cause de la forte altération et du métamorphisme de contact (figure 3.7E). Des transformations métamorphiques similaires associées à des gîtes hydrothermaux-magmatiques de métaux de base ont d'ailleurs été reconnues le long de la faille de Grand Pabos-Restigouche (Malo *et al.*, 2000).

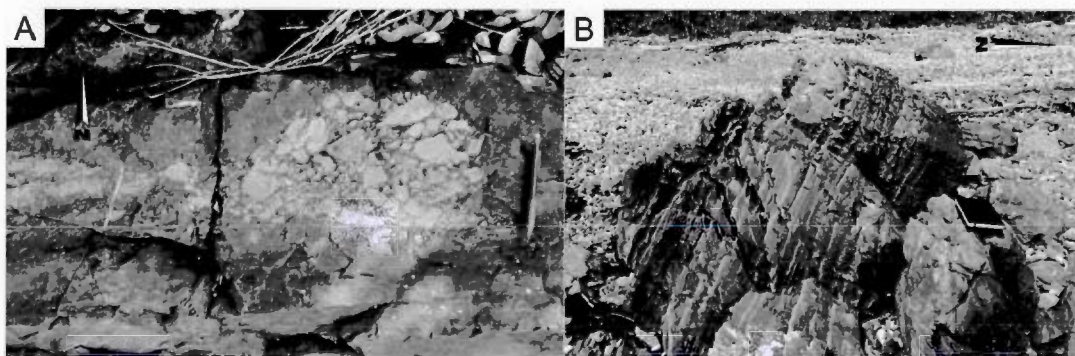


Figure 3.9 Affleurements sur le côté nord du synclinal de la Rivière Nigadoo à Limestone Point, où a été reconnu la discordance angulaire entre les calcaires de la Formation de La Vieille (B) et les conglomérats de Simpsons Field. (A) Des paléochenaux composés par des clastes calcaires indiquent une polarité normale vers le sud dans la Formation de Simpsons Field.

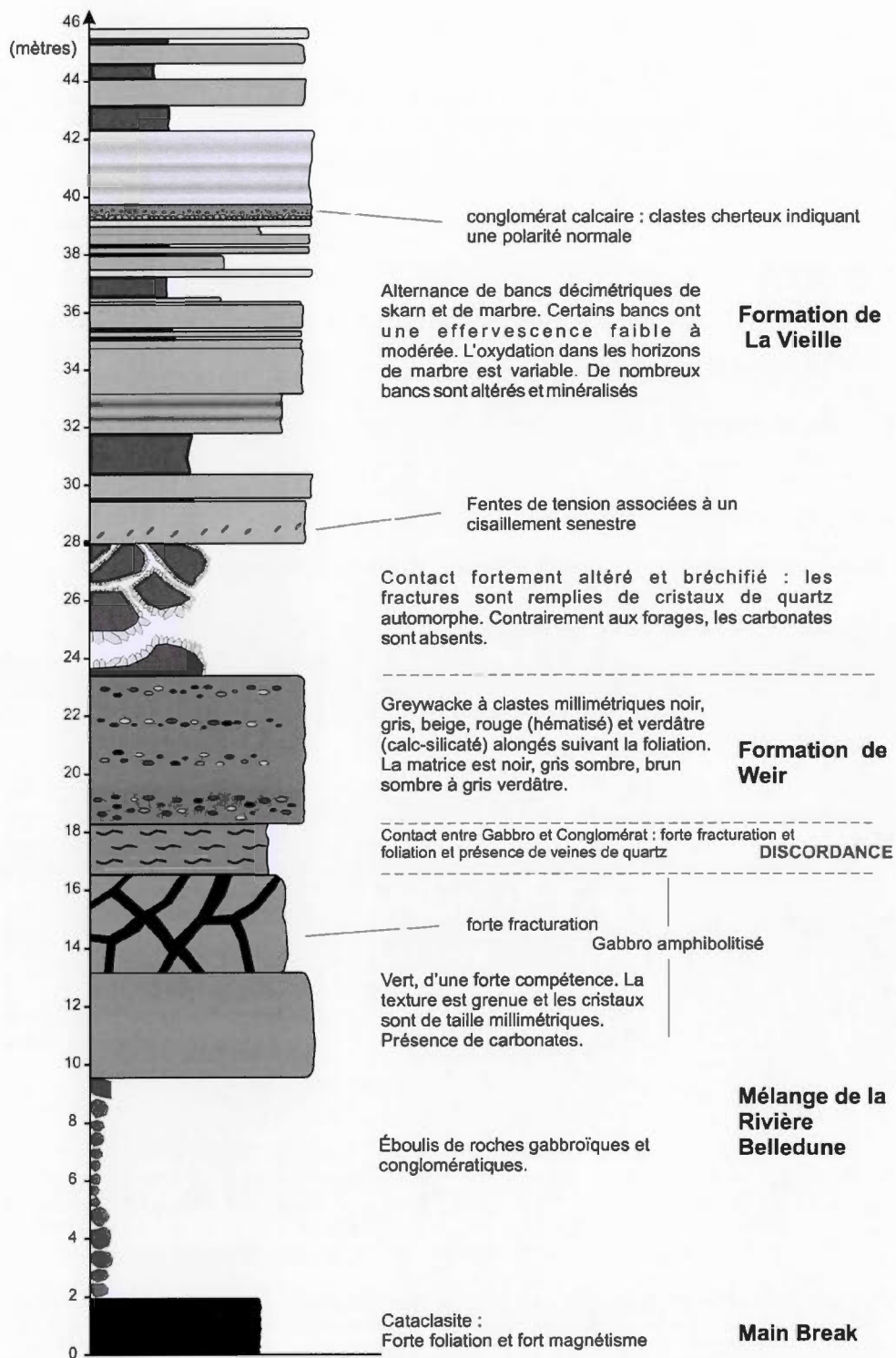


Figure 3.10 Log sédimentaire levé sur le décapage de l'indice de Raya

3.2.1.2 Structures sur l'indice de Raya

Le contact entre la Formation de Weir et les calcaires argileux métasomatisés de la Formation de La Vieille est ondulant et bréchifié (figure 3.3). N'ayant pas pu déterminer des mesures de stratification dans la séquence arénitique, il n'est donc pas possible de déterminer avec précision la nature du contact entre les deux formations. Sur l'indice de Raya, le plan moyen de stratification dans la Formation de La Vieille est N88/50° (figure 3.5). Dans cette dernière séquence calcaireuse, une foliation à faible pendage a été observée avec une orientation variant de ENE à E (N64 à N90) et un pendage oscillant entre 25 et 40° (figure 3.11D). La foliation dans le conglomérat de Weir est cependant assez aléatoire. De petites veines de quartz plissés dans la séquence arénitique de Weir ont été observées en forage, mais pas en surface.

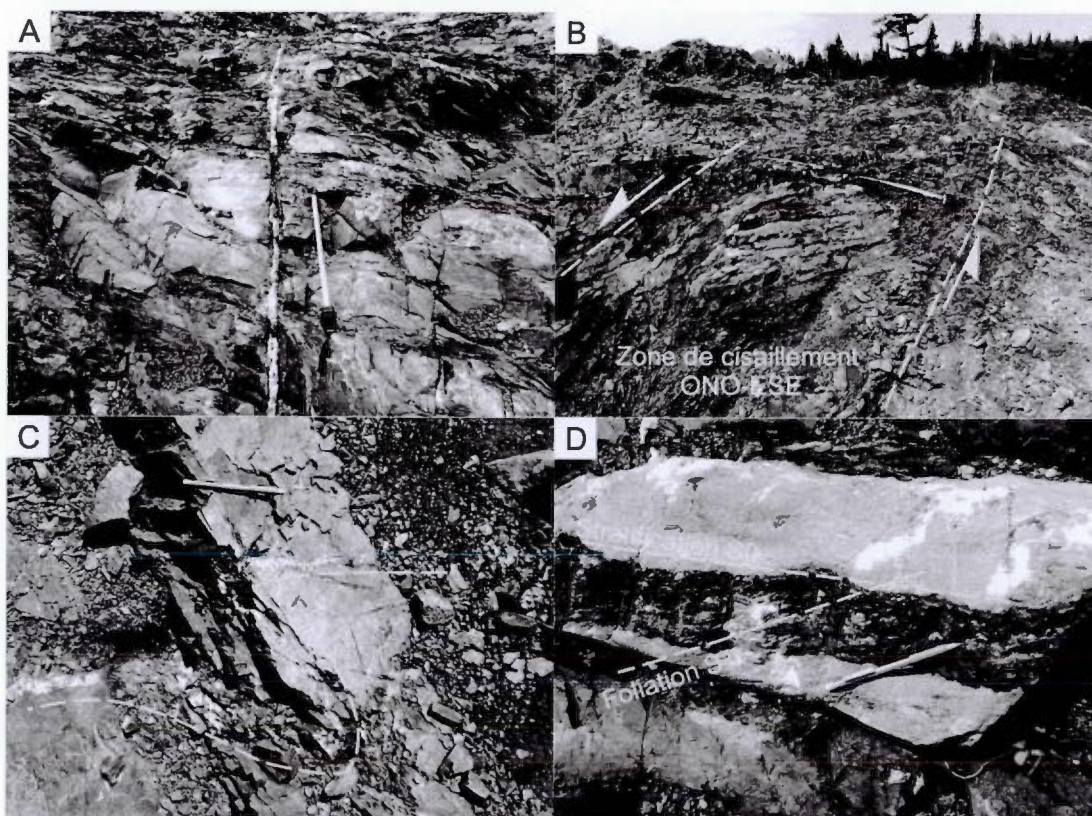


Figure 3.11 Photographie de terrain montrant les différentes structures sur le

décapage de Raya. (A) Veines à Pb-Zn, d'orientation NO-SE et à pendage subvertical, associée avec une altération blanche (smithsonite et cérusite). (B) Zone de cisaillement ESE où les crochons de faille indiquent un mouvement senestre et/ou normal. (C) Veine de quartz plissée engendrée par la rotation et la propagation d'une fracture dans la zone de cisaillement NE-SO. (D) Foliation à faible pendage associée à des zones recristallisées dans la formation de La Vieille.

Les veines minéralisées, d'orientation NO-SE, sont des structures d'extension et ne montrent aucun déplacement apparent horizontal (figure 3.11A). Ces veines ont une orientation différente lorsqu'elles recoupent la séquence calcaire et la Formation de Weir. Ce changement d'orientation est un phénomène de réfraction causé par les lithologies de compétence différente (figure 3.3). Dans la séquence calcaire, les veines minéralisées sont subverticales et ont une orientation moyenne de N322.

Deux zones de cisaillement, recoupées par les veines orientées NO-SE, sont présentes : un cisaillement NE-SO, de direction N52 et un pendage de 60-70° et un cisaillement, ONO-ESE, de direction N116 et un pendage d'environ 45°. Ces deux zones de cisaillement ont une épaisseur variant de 50 cm à 1,5 m. Le cisaillement NE-SO est associée à un décalage senestre, vers le SO, de la formation de Weir affleurant du côté ouest. Cette cinématique est confirmée par la présence d'une veine de quartz plissée (figure 3.11C), compatible avec la propagation et la rotation de fracture dans un système décrochant senestre (Sylvester, 1988), de crochon de faille, et par la présence de stries subhorizontales. La vue en plan du cisaillement ONO-ESE montre un décalage apparent dextre du bloc nord. Cependant, une foliation affectant le calcaire, s'apparentant à des structures C-S (figure 3.11B), suggère un mouvement senestre. Les stries de failles plongent à 36° vers N236, soit le SO, et sont associées à des structures d'arrachement suggérant un mouvement en faille normale.

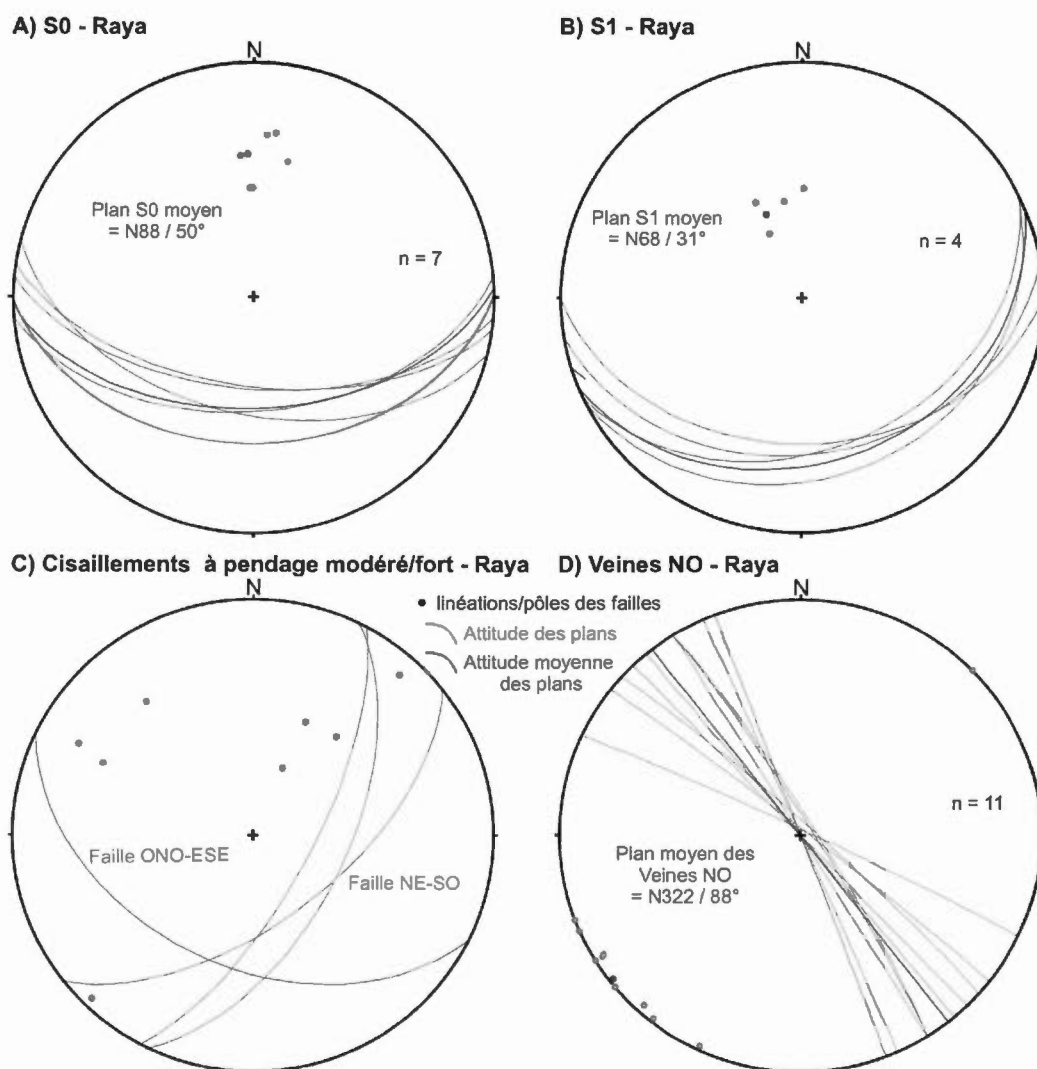


Figure 3.12 Stereonets répertoriant les différentes mesures de stratification S0, de foliation S1, de structures orientées à pendage modéré à fort et des veines minéralisées NO-SE sur Raya. Projection hémisphère sud.

Deux plis synforme, de taille métrique et en contact mutuel, ont été identifiés à l'est du décapage (figure 3.13). Ces plis à charnière anguleuse et aux flancs rectilignes sont des plis en chevrons. Le pli synclinal, au nord, a un plan axial de direction N72 et un pendage de 72° et un axe plongeant à 24° vers N260. Le pli synclinal, au sud, a un plan axial de direction N97 et un pendage de 66° et un axe de plis plongeant à 32°

vers N277. Ce dernier pli est associé avec une foliation parallèle à la charnière. Leur orientation axiale est essentiellement E à ENE.



Figure 3.13 Photographie sur le décapage de Raya montrant la présence de deux plis en chevrons dans la formation de La Vieille, vue vers l'ouest à l'extrémité est du décapage. Ces plis sont interprétés comme étant d'origine Acadienne.

Les veines de quartz et la foliation identifiées entre le gabbro amphibolitisé et le conglomérat de Weir, à l'est du décapage, ont des attitudes similaires de N75 à pendage subvertical, soit une orientation parallèle à la *Main Break*.

3.2.2 Décapage de l'indice de Dante

Le décapage de l'indice de Dante (figure 3.14) a une superficie de 25 x 30 mètres et est localisé à 200 m à l'est de l'indice de Raya (figure 3.3). Il comprend des veines minéralisées recoupant la Formation de La Vieille, décrite ci-dessus.

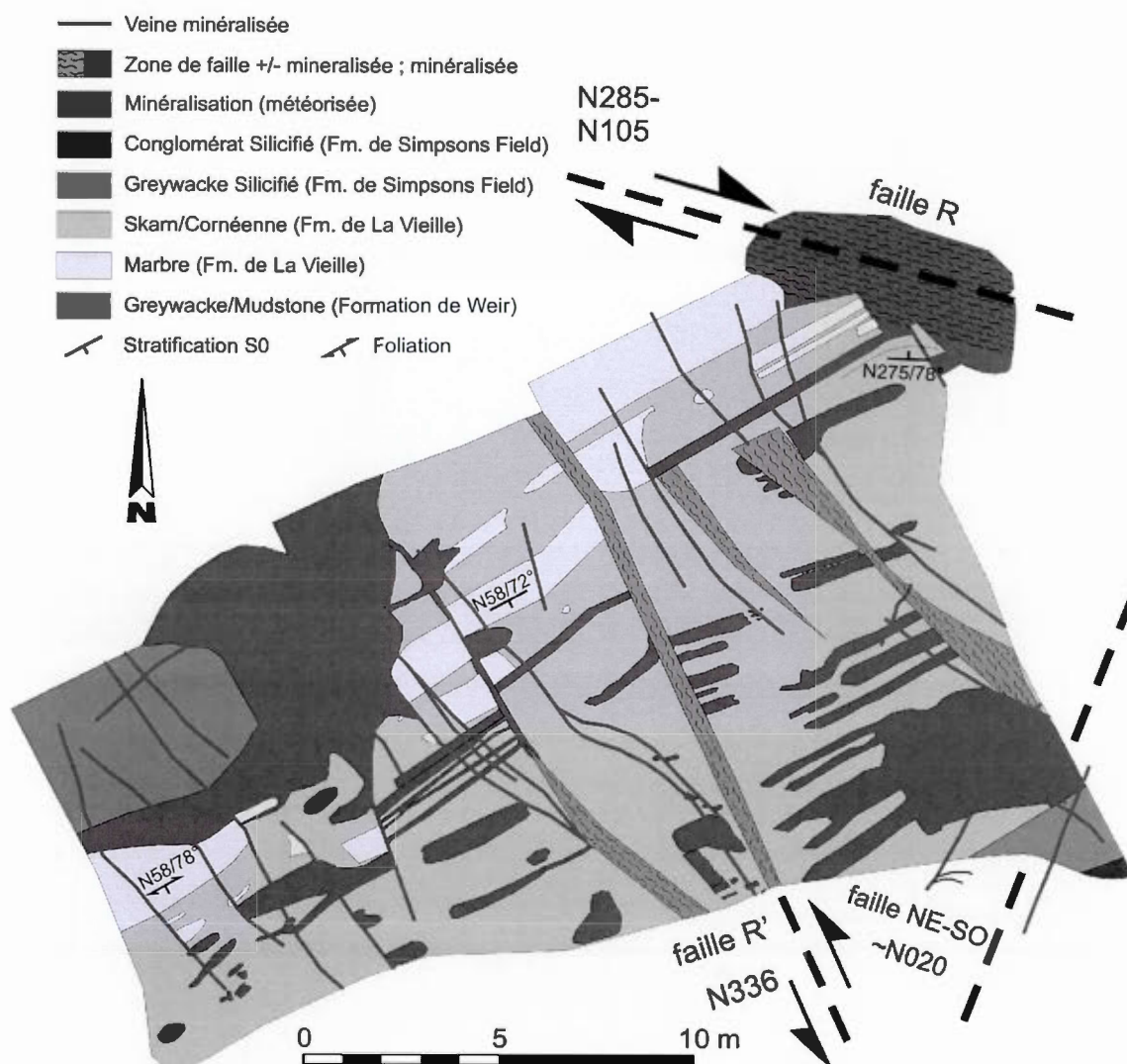


Figure 3.14 Carte géologique détaillée du décapage de l'indice de Dante.

3.2.2.1 Description des lithologies hôtes

La *Main Break*, identifiée en forage, recoupe la Formation de Weir sur l'indice de Dante (figure 3.2). Cette zone de faille est caractérisée par une alternance de microbrèches et de gouges de faille et sur une épaisseur d'environ 2 mètres, par des protocataclasites foliées constituées de clastes hématisés reposant dans une matrice à quartz-carbonate-chlorite (figure 3.5D).

Sur cet indice, la séquence détritique de la Formation de Weir est méconnaissable à cause des teintes rouillées engendrées par la minéralisation encaissée par cette dernière formation et la Formation métasomatisée de La Vieille. Des lambeaux de marbre sont aussi préservés, mais, contrairement à l'indice de Raya, l'effervescence se fait plus rare dans les lits silicifiés calco-silicatés.

3.2.2.1.a Formation de Simpsons Field

Le contact entre les cornéennes calco-silicatées de la Formation de La Vieille et la séquence détritique de la Formation Simpsons Field (figures 3.6 et 3.7) est franc. Cette dernière est composée d'un membre de greywacke sombre et d'un membre conglomératique contenant des clastes chertueux baignant dans une matrice d'un aspect javellisé de couleur blanchâtre avec des teintes de brun-rouille. Comme pour la Formation de Weir, deux types de lithologies de roches clastiques, définies par leur taille granulométrique, ont été reconnus : un faciès de greywacke contenant des clastes millimétriques, et un faciès de conglomérat contenant des clastes centimétriques. Pour ces deux derniers faciès, les clastes (figure 3.15), occupent environ 75 - 80 % du volume dans une matrice parfois difficile à déterminer, et sont allongés suivant la fabrique S0/S1 composite. Les clastes ont une morphologie

subarrondie et le tri des particules est modéré à faible. Ils sont essentiellement d'origine volcanique, mais des clastes volcano-sédimentaires, cherteux, sédimentaires, ainsi que des clastes fortement altérés ont aussi été reconnus. Des indices d'une déformation pré-existante ont été identifiés dans un fragment de conglomérat. Des éléments cherteux arrondis au sein d'une matrice siliceuse montrent une foliation ancienne.

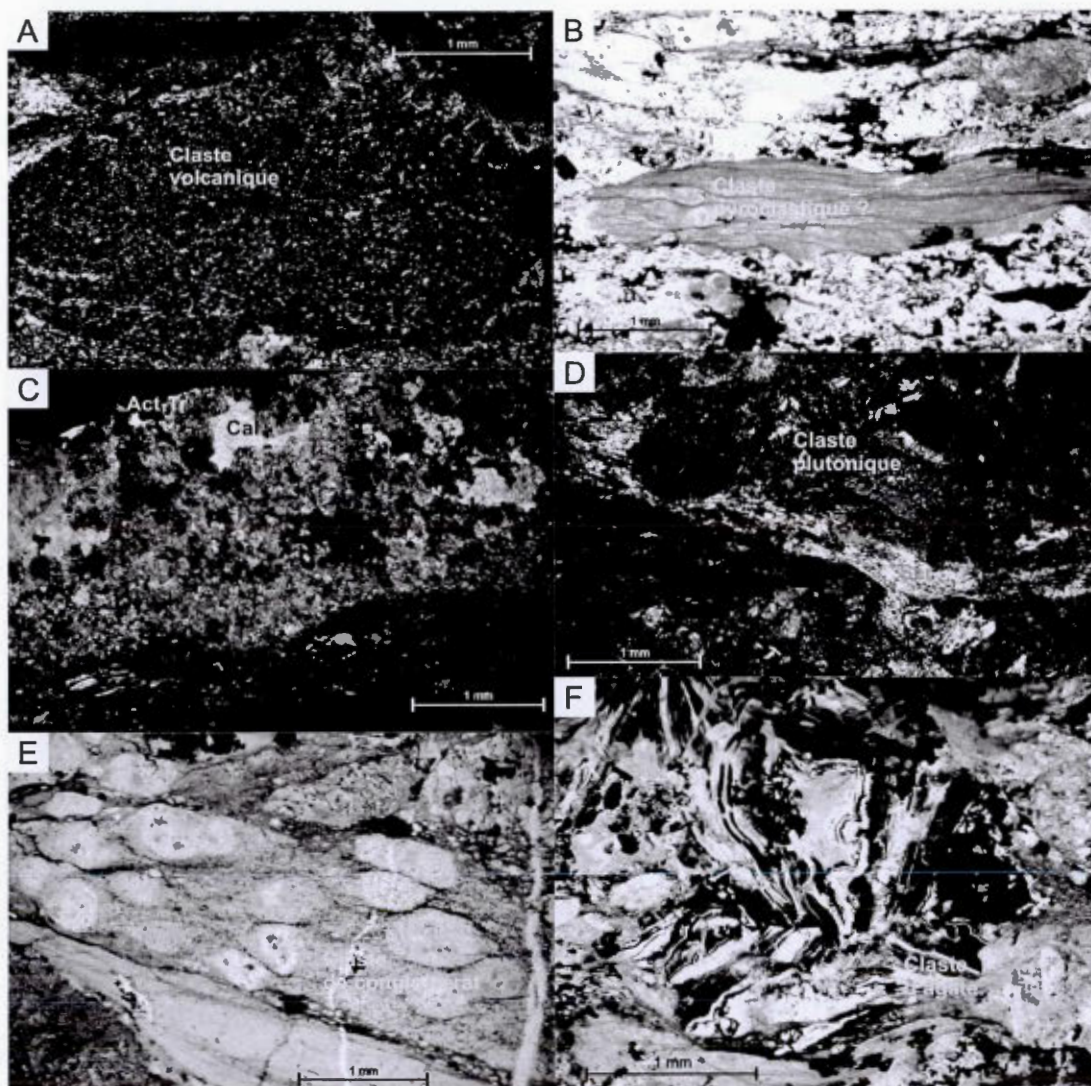


Figure 3.15 Photographies au microscope montrant les différents types de clastes dans la Formation de Simpsons Field. (A) Un claste montrant des lattes de feldspaths associées avec des vésicules dans une matrice sombre indiquant la

présence de clastes d'origine volcanique. (B) Un claste incluant un matériel opaque inframicrométrique indiquerait une origine pyroclastique. (C) Un claste montrant la présence de feldspaths avec le même type d'altération identifié dans le gabbro du Mélange de la Formation de la Rivière Belledune suggère une origine gabbroïque. (D) Des clastes plutoniques montrent la présence de feldspaths parfois courbés et des bords de clastes séricitisés. (E) Claste conglomératique dans le conglomérat. (F) Un claste montrant des litages inframicrométriques courbés dont l'origine est attribuée à un cristal d'agate.

Le protolithe de cette roche est un conglomérat polygénique. L'altération prédominante est un assemblage de séricite/muscovite-quartz-feldspaths-actinote/trémolite +/- chlorite-carbonates-épidote. Cette altération, estimée à 20-25 %, est de nature pervasive au sein des clastes et de la matrice. La matrice est caractérisée par de petites aiguilles de séricite, des lattes de feldspaths micrométriques enchevêtrée, une masse cryptocristalline de quartz à extinction ondulante, une masse cryptocristalline d'éléments opaques, soit des oxydes de titane pour la plupart, et de la chlorite. Sur les épontes des veinules minéralisées se présente de la chlorite associée avec de la séricite-muscovite et des cristaux de quartz en plus forte proportion. De la même manière que les lithologies de la Formation de La Vieille, les clastes sont allongés suivant la fabrique S0/S1 composite.

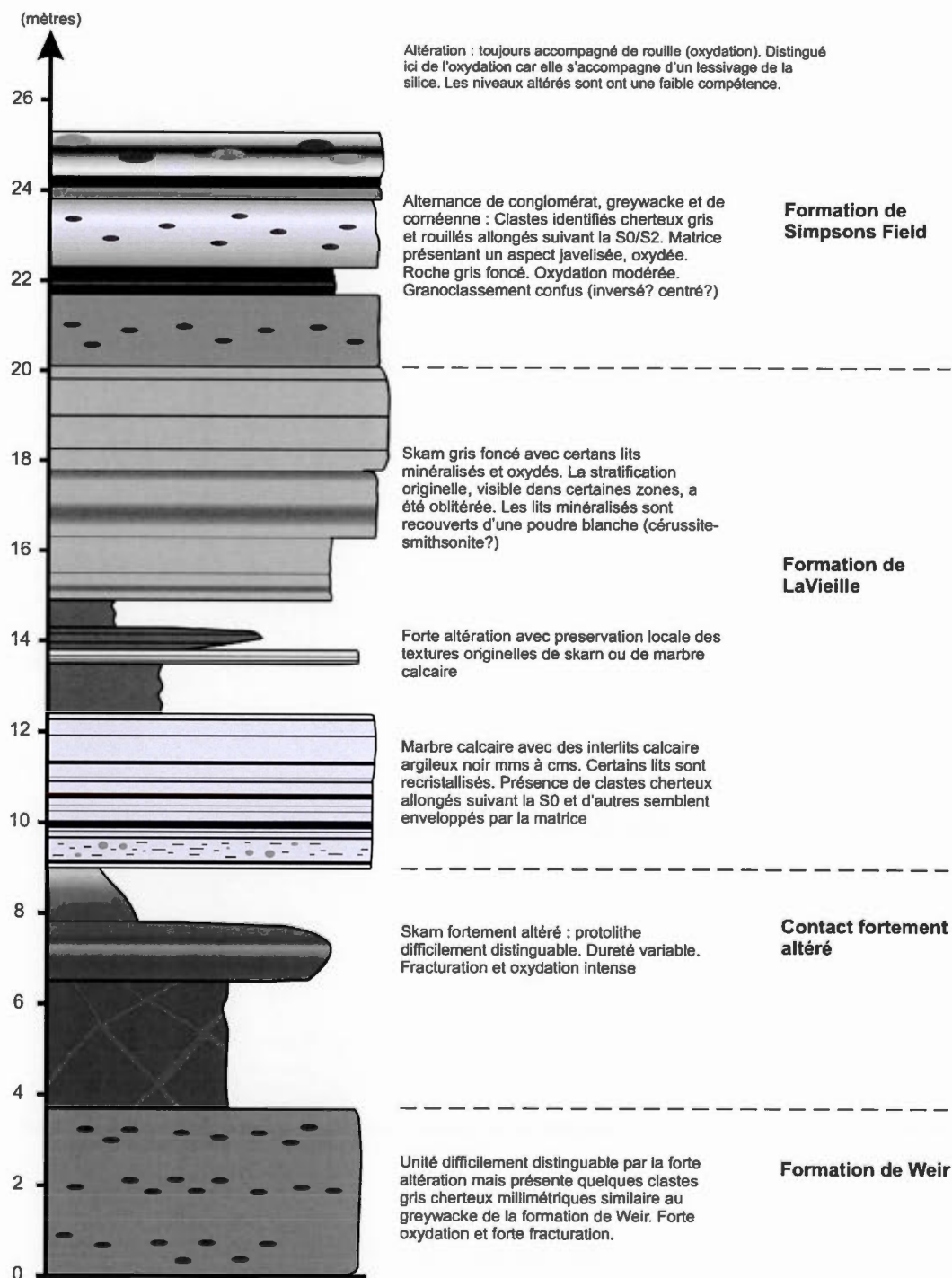


Figure 3.16 Log sédimentaire effectué sur le décapage de Dante.

3.2.2.2 Structures visibles sur l'indice de Dante

Le plan moyen de stratification sur Dante a une direction N52 et un pendage de 74° (figure 3.17). La foliation, de direction N58 et de pendage 78°, est subparallèle à la stratification (figure 3.7B).

Les veines d'orientation NO-SE ont un plan moyen de direction N318 et un pendage de 86°, soit subverticale, et recoupent l'ensemble des roches encaissantes. Leur épaisseur est centimétrique et des rejets horizontaux apparents variant de 1 cm à 2,4 m ont été mesurés. Ces observations sont cohérentes avec les travaux de Davies *et al.*, (1969), ces derniers précisant que ces structures ont des rejets ne dépassant pas la centaine de mètres.

Au NO du décapage, la stratification, déviée vers l'est et le pendage basculé vers le nord, souligne une faille de décrochement dextre subverticale ONO-ESE de direction N185. En forage, l'épaisseur de cette faille minéralisée est de 86 cm. Cette zone de cisaillement dextre (figure 3.14) est caractérisée par une forte altération et une forte foliation : la couleur d'altération est noir-rouge-marron, alors que la texture est particulièrement friable et lessivée en silice ainsi qu'en carbonates.

Des structures NE-SO à pendage modéré, plus discrètes, ont aussi pu être mesurées, leur plan moyen est N12 avec un pendage de 56°E (figure 3.8).

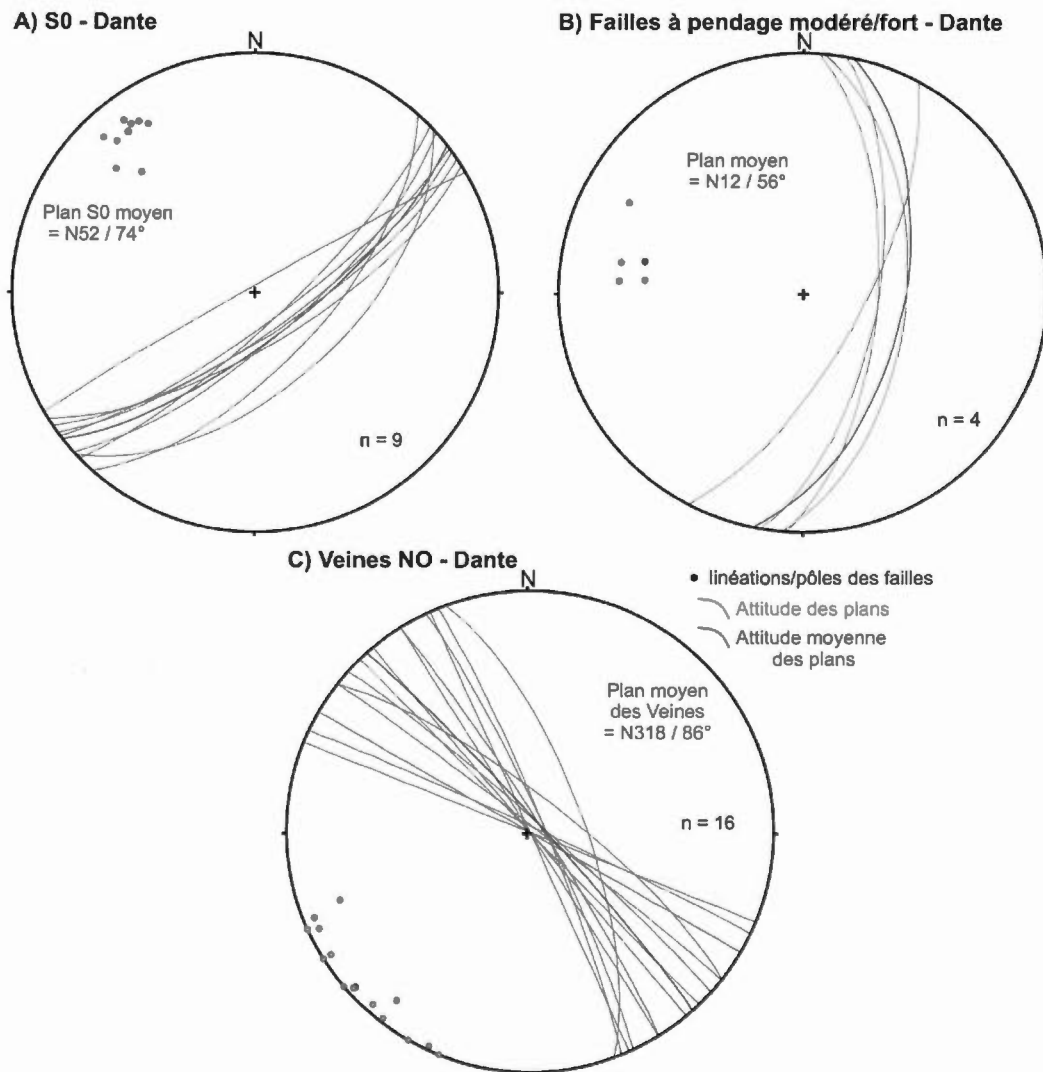


Figure 3.17 Mesures de stratification S0, de structures orientées NE-SO et les veines d'extension à cisaillement senestre sur Dante. Projection hémisphère sud.

3.3 Étude du gîte minéralisé de Hachey

Le gîte de Hachey est situé à 2,15 km au SO du pluton de Nicholas-Denys, soit environ 650 m plus près de l'intrusion que les indices de Raya et de Dante.

Le décapage effectué sur Hachey (figure 3.18) expose des veines subverticales, d'orientation ENE-OSO, recoupant la séquence sédimentaire de la Formation de Millstream, du Groupe de Fournier. Au nord, la Formation de Millstream est en contact avec la Formation de Simpsons Field alors qu'au sud, elle repose sur la Formation de Sormany. Cette dernière est constituée essentiellement de gabbros synvolcaniques. Dans la zone où se situe le décapage de Hachey, de nombreux dykes porphyriques ont été identifiés, mais aucun de ceux-ci n'a été génétiquement relié à la minéralisation (figure 2.4) (Davies *et al.*, 1969).

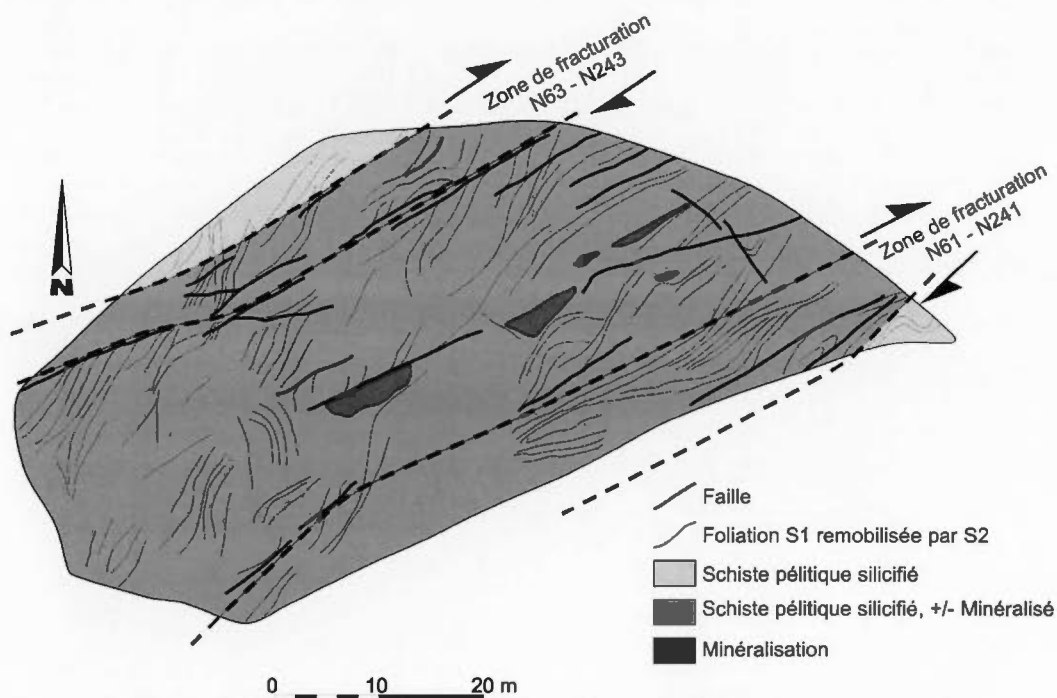


Figure 3.18 Cartographie détaillée du décapage de Hachey, vue en plan.

3.3.1 Lithologies

La seule unité lithologique affleurant sur le décapage de Hachey est la formation de Millstream. En forage, divers faciès y ont été reconnus : (1) un schiste argileux noir à gris foncé; (2) des greywackes et (3) des grès observés environ 50 m au sud de la zone de décapage (Deakin, 2011). Le schiste argileux noir, le faciès le plus répandu, se présente sous forme de laminations gris clair, gris foncé, beige et brun (figure 3.19B). Le protolithe serait une argilite formée en milieu marin profond (Deakin, 2011). Les intervalles de greywacke lithique présentent des clastes cherteux, de forme subanguleuse à subarrondie et de couleur gris, blanc et beige (figure 3.19A), dans une matrice argileuse noirâtre. Ces roches sont recoupées par une zone de faille, soulignée par de la gouge et une texture savonneuse, et présentant des fragments de schistes argileux. Trois types d'altérations ont été reconnus : une altération en calc-silicates, une silicification et une altération en séricite. Les calc-silicates se traduisent par la présence de nombreux intervalles présentant des laminations verdâtres. Ces laminations sont partiellement chloritisées et sont faiblement à modérément effervescent, indiquant la présence de carbonates. L'altération siliceuse dans le schiste argileux se traduit par une couleur grise et une dureté typique du quartz. Les observations macroscopiques indiquent que la séricitisation est faible à modérée sur certains intervalles.

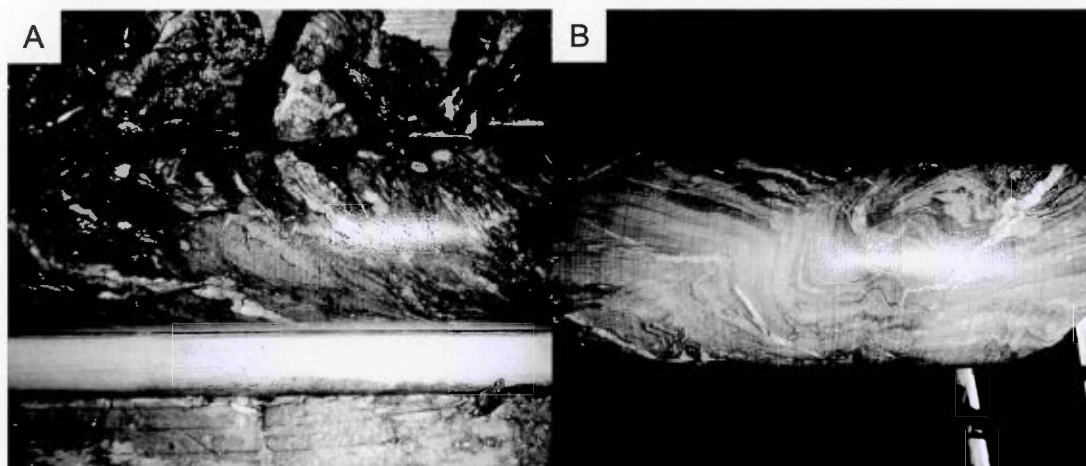


Figure 3.19 Photographie de forage sur le décapage de Hachey montrant les faciès de greywacke de la formation de Millstream (A) et de schiste pélitique (B).

3.3.2 Structures sur le gîte de Hachey

Les laminations dans le schiste argileux montrent de petits plis avec un clivage de crénulation parallèle aux plans axiaux, ce qui suggèrent l'existence de deux phases de déformation, marquées par une foliation ancienne, S1, et un clivage de crénulation, S2. L'orientation de S1 est variable sur le décapage, car cette dernière a été affectée par S2 (figures 3.19B et 3.21C). S2 possède une attitude moyenne N042 avec un pendage subvertical (figure 3.20). Deux types de failles ont été reconnus : (1) des failles NE-SO à ENE-OSO subverticales et abondantes, montrant une cinématique dextre (figure 3.21A) et (2) des failles d'orientation NO-SE (N306 à N327), plus discrètes et moins fréquentes, montrant une cinématique senestre (figure 3.21B).

Les deux corridors de déformation sur le décapage ont une orientation NE-SO à ENE-OSO (N61 à N63) et, selon les coupes géologiques effectuées par Davies *et al.*, (1969), seraient subverticaux. Ils sont caractérisés par une forte foliation de même orientation.

La S2, devient progressivement subparallèle avec l'orientation des failles, ce qui est compatible avec un modèle de transpression dextre Acadien proposé pour la région (Malo et Béland, 1989; van Staal et de Roo, 1995; Deakin *et al.*, 2015). Les foliations S1 et S2 sont clairement d'origine distincte. Il est difficile de déterminer clairement l'origine de la foliation S1 car quatre phases de déformation ont été identifiées par van Staal et De Roo (1995).

S2 - Hachey

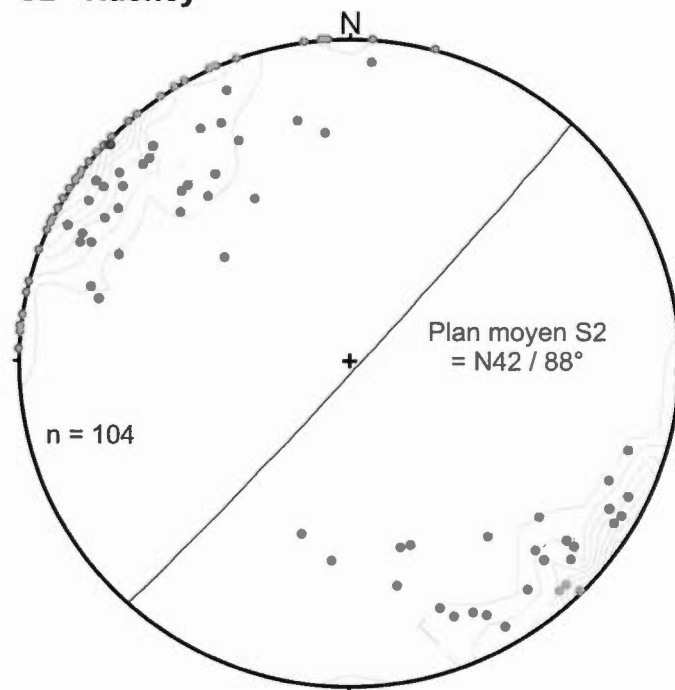


Figure 3.20 Projection stereographique des fabriques S2 sur Hachey. Projection sur l'hémisphère sud.

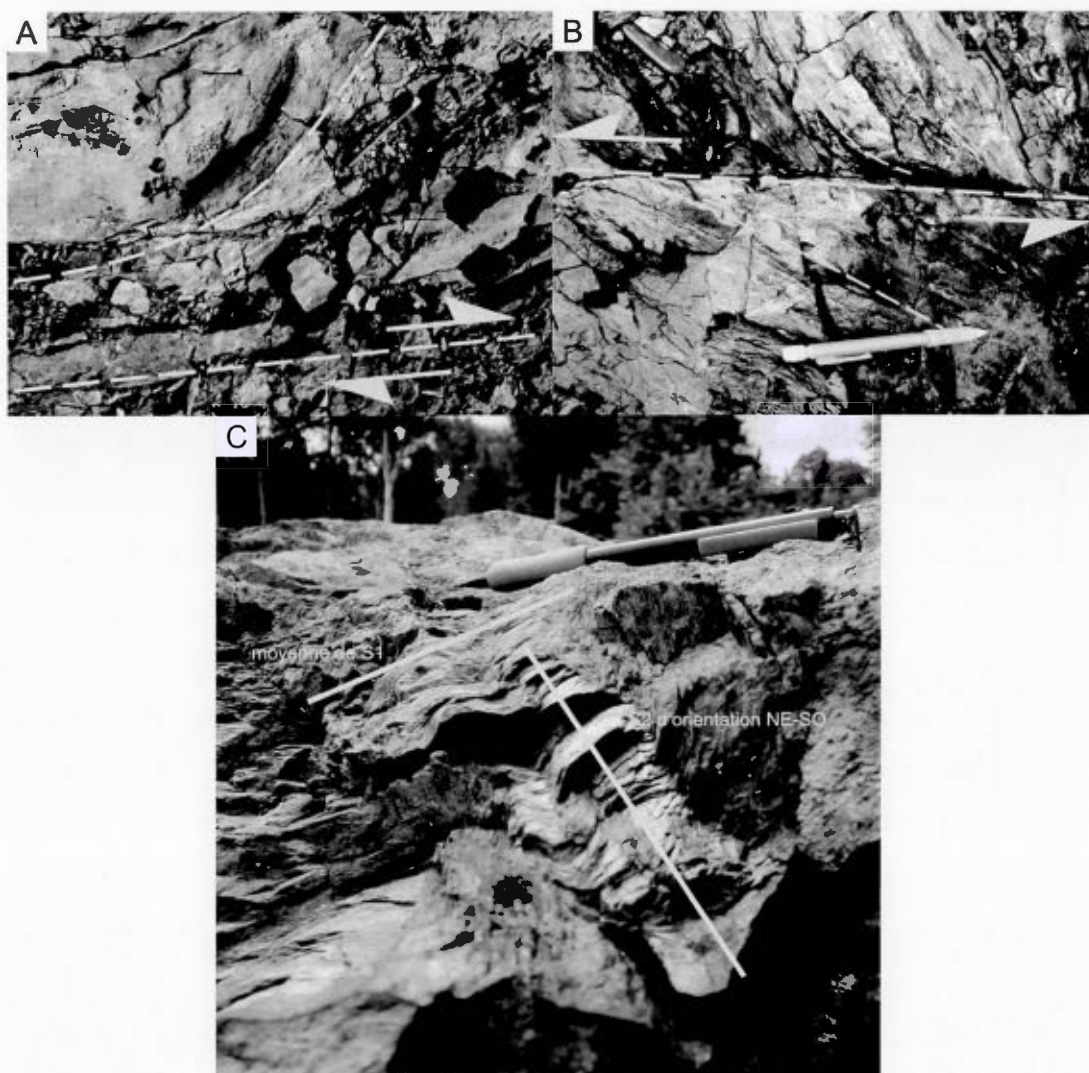


Figure 3.21 (A) Structures d'entraînement compatible avec un décrochement dextre au sein du schiste pélitique silicifié. (B) De petits décrochements senestres, plus rares que sur Dante, sont identifiables. (C) Photographie sur le décapage de Hachey montrant les deux différentes schistosités S1 et S2.

3.4 Analyse structurale

Le sens de décrochement dextre sur la FRBM a été reconnu par de nombreux auteurs (van Staal et de Roo, 1995; Walker et McCutcheon, 1995; Dimitrov *et al.*, 2003). Dans la section qui suit, nous allons décrire le modèle théorique de la formation de structures dans un régime décrochant dextre et discuter des paléocontraintes reliées à la formation de telles failles.

La présence de structures/textures ductiles et cassantes est associée aux failles de décrochement dextre de l'orogénèse Acadienne (Malo et Béland, 1989). La transition ductile-cassant constitue une transition graduelle et est définie arbitrairement, selon les auteurs, en fonction des différents types de structures. Ainsi, les structures du domaine cassant sont définies essentiellement par la présence d'un système de failles subsidiaires, décrochantes, inverses et/ou normales. Les textures du domaine cassant sont caractérisées par la présence de cataclasites et des textures bréchiques. Les évidences de ductilité sont, quant-à-elles, déterminées par des mylonites, composées d'un matériel très fin oblitérant les textures primaires, et une foliation omniprésente (Snoke *et al.*, 2014). Dans la Ceinture de Gaspé plus particulièrement, le domaine ductile est défini par la présence de structures C-S, sur une zone relativement étendue, et par des évidences de recristallisation de formation calcaire (Kirkwood et Malo, 1993; Dimitrov *et al.*, 2003).

3.4.1 Théorie de la fracturation

Des essais mécaniques triaxiaux de matériau homogène en laboratoire (ex. un marbre) ont révélé que pour une contrainte maximale (σ_1) d'orientation fixe, les fractures engendrées ont une orientation qui varie en fonction de la pression de confinement exercée ($P_c = \sigma_2 = \sigma_3$). À pression atmosphérique, les fractures sont parallèles à σ_1 alors qu'au fur et à mesure que P_c augmente, des fractures de cisaillement, angulaires

sur σ_1 , vont se former (Nicolas, 1989). En outre, les travaux de laboratoire ont permis d'identifier deux types de mécanismes pour former des failles décrochantes, soit le cisaillement simple ou le cisaillement pure (Sylvester, 1988). Ce dernier, prédominant dans les milieux homogènes, est identifiable par l'existence de failles conjuguées à sens de décrochement opposé. Cependant, le secteur de Nicholas-Denys est caractérisé par un milieu hétérogène, défini par une diversité lithologique des unités sédimentaires, et ne montre pas la présence de telles failles conjuguées. La grande variété de structures identifiées par Dimitrov *et al.*, (2003) dans le comté de Gloucester indique que le mode de déformation du système de faille Rocky Brook-Millstream est donc celui du cisaillement simple.

Le cisaillement simple est décrit comme une déformation non coaxiale à caractère rotationnel engendrant des déformations à symétrie monoclinique (Sylvester, 1988). À une pression de 3,5 MPa, le cisaillement se forme à 30° de l'orientation de la contrainte maximale (σ_1) (Nicolas, 1989). Ce type de déformation est souvent associé à des structures en échelon. La déformation rotationnelle serait la raison pour laquelle une grande variété de structures sont présentes dans une zone relativement étroite (Sylvester, 1988). En effet, cinq familles de fractures, dites fractures de Riedel (Sylvester, 1988), se forment possiblement lors d'un cisaillement simple d'échelle crustale (figure 3.22), soit les failles R, R', P, Y, ainsi que des failles inverses ou normales et des fractures d'extension. Les failles R sont les premières structures conjuguées à se former et jouent généralement selon la même cinématique que le cisaillement principal avec un angle, dans le sens horaire, d'environ $15 - 20^\circ$ par rapport au cisaillement principal. Suite à la formation des failles R, la direction de contraintes est localement pivotée pour créer des failles P, soit des structures décrochantes secondaires synthétique du cisaillement principal mais formant un angle de $15-20^\circ$ dans le sens antihoraire. Les failles R' montrent une cinématique antithétique par rapport au cisaillement principal et s'orientent selon un angle (dans le sens horaire) de 60 à 75° par rapport à ce cisaillement. Les fractures d'extension,

et/ou des failles normales se développent à 45° , mesuré dans le sens horaire, du décrochement principal, et contiennent les contraintes intermédiaire (σ_2) et maximale (σ_1) (Nicolas, 1989). Les failles Y sont parallèles, et ont une cinématique synthétique, par rapport au cisaillement principal.

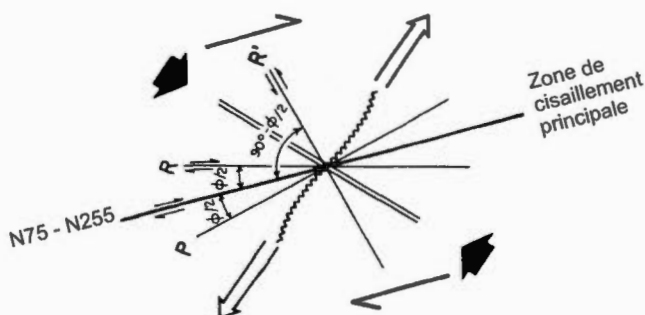


Figure 3.22 Modèle de Riedel pour la zone de Raya-Dante (modifiée de Sylvester, 1988)

Toutes ces fractures sont aussi bien présentes à l'échelle macroscopique qu'à l'échelle microscopique. Dans un stade de déformation avancée, la zone principale de déformation devient étroite et se caractérise par un réseau anastomosé de fractures suivant les cisaillements R et P tandis que les zones de déformation adjacentes intrinsèques sont élargies, laissant ainsi les vestiges des épisodes de décrochement antérieur sur les parties externes (Sylvester, 1988). La zone de cisaillement principale étant particulièrement longue, des différences structurales régionales sont définies, car chaque région subit un cisaillement simple à une vitesse spécifique. Cela est dû à la variabilité des comportements mécaniques et des profils de contraintes, et à l'hétérogénéité des roches encaissantes. Les mécanismes de fracturation collaborent avec la pression des fluides (P_f) pour générer la formation et la propagation des veines : en effet, lorsque P_f excède la résistance au cisaillement des roches

encaissantes, il y aura fracturation et bréchification des roches encaissantes pour former des veines, des brèches hydrothermales et des brèches de comminution (Jébrak, 1997).

3.4.2 Interprétation structurale

Quatre types de structures minéralisées ont été identifiés sur les indices de Raya, Dante et Hachey : (1) des veines et des failles subverticales, d'orientation NO-SE, (2) des cisaillements dextre d'orientation ONO-ESE; (3) des structures d'orientation NE-SO à pendage modéré à fort (figures 3.2, 3.3 et 3.14); et (4) des failles d'orientation ENE-OSO. L'attitude moyenne des veines NO-SE minéralisées sur les trois indices est pratiquement identique. Les veines NO-SE sont de type d'extension et peuvent être associées à des décrochements senestres. Nous interprétons les veines NO-SE et les cisaillements dextre ONO-ESE sur les indices de Raya et de Dante, comme des structures subsidiaires R et R' reliées au décrochement dextre de la *Main Break*. Les failles d'orientation ENE-OSO, abondantes sur l'indice du gîte de Hachey (figure 3.18), sont quant à elles interprétées comme des structures subsidiaires Y reliés au décrochement dextre de la faille Rocky Brook-Millstream. Des structures similaires ainsi que des structures en décrochement dextre ont été clairement documentées dans le bloc nord de la faille Rocky Brook-Millstream dans la carrière de Sormany, situé 28 kms à l'ouest de la ville de Bathurst (Dimitrov *et al.*, 2003). De plus, la disposition des structures R et R' de la *Main Break*, concordent avec une orientation ESE-ONO pour la paléocontrainte maximale σ_1 dans le secteur de Raya-Dante. Cette interprétation est aussi en accord avec l'étude structurale de Faure *et al.*, (2004) effectuée dans la région en ce qui concerne l'orientation des paléocontraintes acadiennes.

L'attitude moyenne de la foliation S1 identifiée dans les roches siluriennes des indices de Raya et de Dante a une orientation NE-SO à ENE-OSO et l'attitude moyenne de la foliation S2 dans les roches ordoviciennes identifiée sur le décapage du gîte de Hachey a une orientation NE-SO. Ces orientations de foliation similaire suggèrent une origine tectonique commune et concorde particulièrement avec la foliation d'orientation NE-SO d'origine acadienne (Malo et Béland, 1989).

Les veines d'orientation NO-SE, recoupant l'ensemble des lithologies et des structures, sont postérieures aux deux cisaillements, d'orientation ONO-ESE et NE-SO sur les indices de Raya et de Dante, au plissement régional et à la foliation. De plus, les structures ONO-ESE et NE-SO n'apparaissent pas affectées par le plissement, ce qui suggère que leur formation est postérieure à la phase de plissement. Les deux cisaillements, ONO-ESE et NE-SO, se recoupent, et apparaissent conjugués. La foliation S1 est parallèle à la charnière et l'orientation de celle-ci est similaire aux traces axiales des plis, ce qui suggère une origine contemporaine. Les relations structurales permettent d'établir la succession suivante : plis et foliation NE-SO à ENE-OSO → cisaillements NE-SO, ONO-ESE et ENE-OSO → veines NO-SE.

3.4.2.1 Origine des plis

Différents types de plis ont été décrits dans la région: (1) des plis d'orientation NO-SE attribuée à l'orogénèse Salinique (Wilson et Kamo 2012); (2) des plis droits à faible plongée de direction ENE-OSO dans le synclinal de la Rivière Nigadoo pouvant être relié aux orogénies Salinique ou Acadienne (van Staal et de Roo 1995) et (3) des plis développés uniquement au voisinage des failles de décrochements dextres (Dimitrov *et al.*, 2003). Théoriquement, la surface axiale des plis génétiquement associés aux failles de décrochement devraient s'orienter à 45° de la

direction principale de cisaillement. Toutefois, les travaux de synthèse de Sylvester, (1988) sur les structures associées aux failles de décrochement indiquent que ces plis s'orientent en réalité de 10 à 35° par rapport à la direction de la zone de faille.

Sur l'indice de Raya, l'angle formé entre les axes de pli et le cisaillement dextre de la *Main Break*, soit un angle variant de 5 à 22° (dans le sens horaire), ainsi que la morphologie de pli en chevron suggère une genèse de ces plis associée avec la faille de décrochement dextre.

3.4.2.2 Discussion sur la foliation reliée au plissement et l'origine des cisaillements aux pendages modérés à fort sur les décapages de Raya et de Dante

La foliation S1 identifiée sur Dante, soit N58/74°, est subparallèle avec la stratification et concorde avec les nodules étirés observés par van Staal et de Roo (1995) dans la Formation de La Vieille au voisinage de la *Main Break*, attribuant ces derniers à la transpression Acadienne. L'orientation de la foliation est similaire sur les deux décapages, soit environ NE-SO à ENE-OSO.

La foliation S1 au pendage modéré à fort, sur le dépage de Raya, apparaît reliée aux plis en chevrons, les deux possédant une orientation ENE-OSO. Le pendage de la schistosité est dans le même sens que le pendage de la stratification, mais plus faible. Par conséquent, la polarité normale retrouvée sur Raya suggère que les plis synclinaux synformes sont associés avec la présence de plis anticlinaux antiformes déversés vers le nord. La charnière de ces derniers devraient se trouver plus au sud du décapage. Ces dernières hypothèses concordent avec la localisation sur le fland sud de l'anticlinal de la Rivière Nigadoo. Sur la figure 3.1, les plis harmoniques,

identifiés sur l'indice de Raya, déversés vers le nord serait donc des plis en "S", d'un point d'observation vers l'est.

L'orientation de structures NE-SO à pendage modéré à fort, sur les indices de Raya et de Dante (figure 3.23C), ne concorde pas avec les structures subsidiaires typiques d'un décrochement dextre selon le modèle de Riedel. La zone de cisaillement ONO-ESE (N116/44°) sur l'indice de Raya, dont la plongée des stries suggèrent un mouvement normal, peut être interprété comme une faille normale subsidiaire du décrochement dextre.

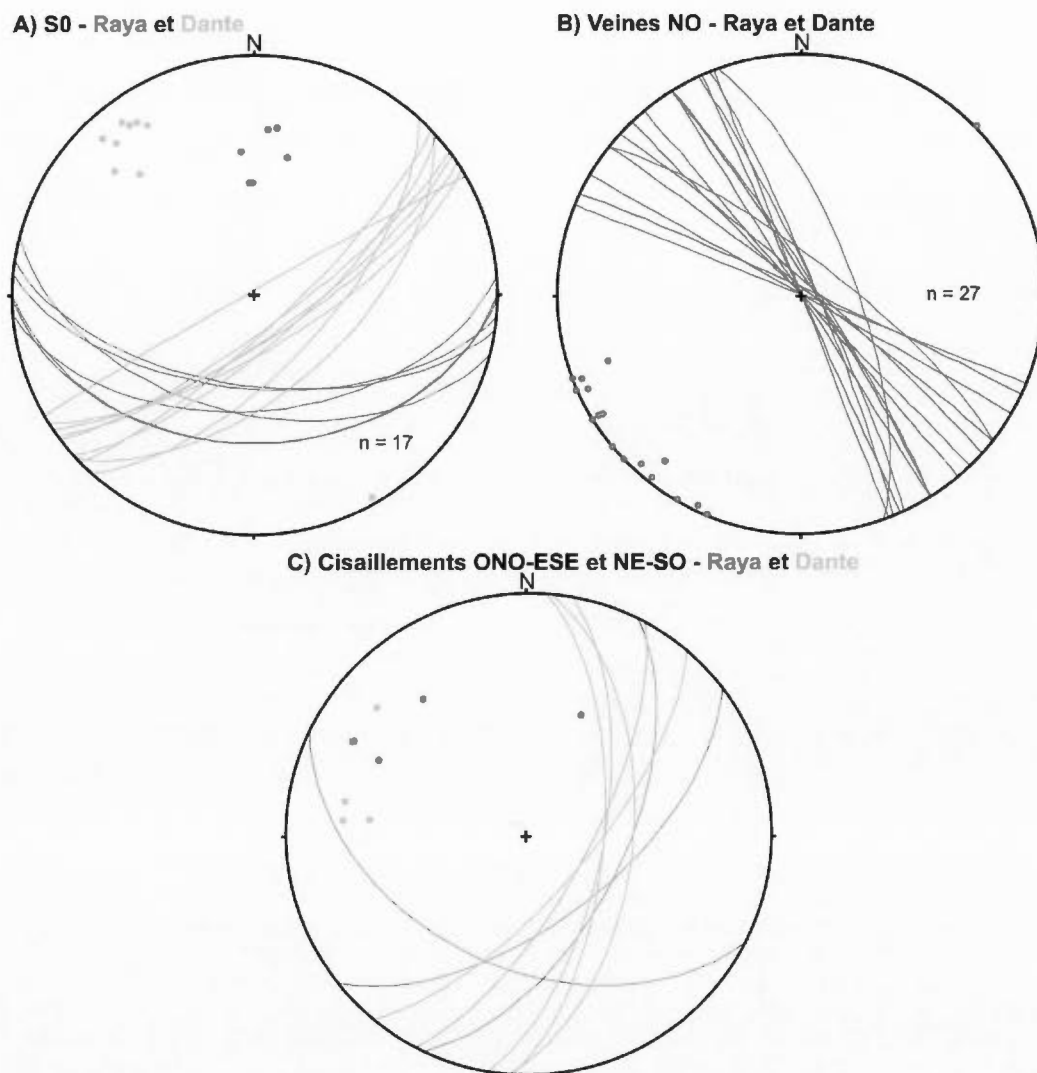


Figure 3.23 Comparaison des différentes structures entre Raya (bleu) et Dante (vert). La différence de direction des plans de stratification : une rotation horaire de 30° semble affecter les lits calcaires de Raya par rapport à Dante. Projection hémisphère sud.

Les failles conjuguées pourraient s'intégrer selon un modèle de rotation de blocs rigides dans un régime de décrochement dextre (Nelson et Jones, 1987). En effet, les mesures de stratification, dans le bloc défini par les deux failles, suggèrent une rotation de 30° par rapport à l'attitude de la stratification sur l'indice de Dante (figure 3.23A). Cette rotation aurait pu être causée soit par le plissement régional, soit par les

failles conjuguées NE-SO et ONO-ESE visibles sur l'indice de Raya dont l'orientation et le pendage ne concordent pas avec les failles subsidiaires du modèle de Riedel. Dimitrov *et al.*, (2003) ont aussi attribué des failles à faible pendage, présentes le long de la faille Rocky Brook-Millstream, à la rotation de blocs rigides.

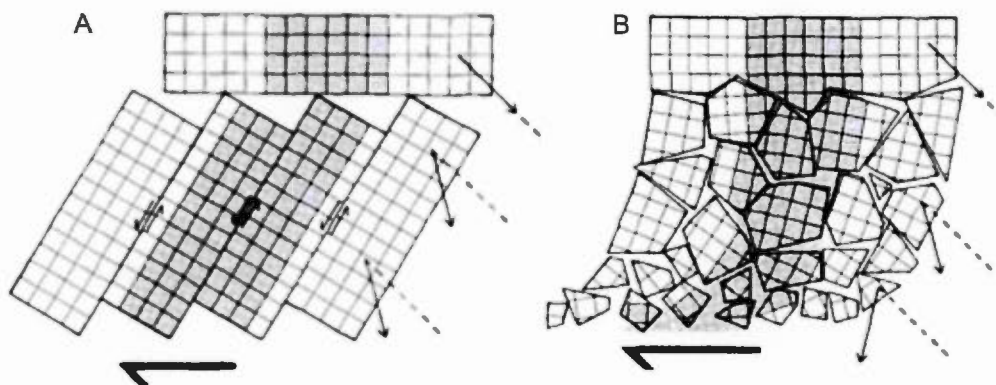


Figure 3.24 Rotation de bloc rigide dans un régime de décrochement dextre (tirée de Ron *et al.*, 1984). Le schéma A est le modèle de rotation type domino et le schéma B est le modèle présentant une variation aléatoire de blocs indépendants (Sylvester, 1988).

Les deux modèles A et B, de type “domino” et la variation de blocs aléatoire, de la figure 3.24 permettraient d’expliquer à la fois : (1) les zones de cisaillement conjuguées NE-SO et ONO-ESE visibles sur Raya; (2) la rotation horaire du plan de stratification sur l’indice Raya par rapport à l’indice de Dante; (3) un faible rejet sur la *Main Break*, tel que souligné par Walker et al. (1991) qui indiquent que la succession stratigraphique de part et d’autre de la *Main Break* est pratiquement la même ; et (4) un rejet d’ordre kilométrique sur la faille Rocky Brook-Millstream (van Staal et de Roo, 1995; Dimitrov *et al.*, 2003).

CHAPITRE IV

ÉTUDE DE LA MINÉRALISATION ET ANALYSE GÉOCHIMIQUE DES ÉCHANTILLONS

Dans ce chapitre, les zones minéralisées étudiées sont interprétées et reliées aux caractéristiques structurales et métamorphiques de l'encaissant. Pour cela, nous avons en premier lieu observé, macroscopiquement et microscopiquement, les différents faciès de la minéralisation et étudié leurs relations avec les roches encaissantes ainsi qu'avec leur altération. Une dizaine de lames minces polies, prélevées en surface et en forage essentiellement sur la zone de décapage de l'indice de Dante, ont servi afin d'étudier les deux faciès de minéralisation, incluant : (1) les veines minéralisées discordantes dans les roches encaissantes et (2) la minéralisation disséminée dans l'encaissant. À ceux-ci, nous avons effectué, en second lieu, deux études supplémentaires sur la minéralisation, soit une étude statistique des teneurs métallifères combinée avec des analyses de microscope électronique à balayage (MEB) et, en dernier lieu, des analyses de géochimie isotopique du soufre et du plomb. L'ensemble de ces analyses permet : (1) de préciser les conditions de mise en place de ces veines et (2) de discuter de la source des métaux.

4.1 Indices de Raya et de Dante

4.1.1 Analyse macroscopique

En surface, l'ensemble des veines sulfurées est accompagné par une altération rouille. Sur l'indice Raya, la minéralisation s'accompagne de brèches hydrauliques caractérisées par des clastes anguleux à subanguleux chloritisés sur l'ensemble des discontinuités structurales (figure 4.1A): ces caractéristiques suggèrent une formation en domaine cassant (Jébrak, 1997). L'hydrothermalisme (figure 4.1), à l'origine de ces brèches, a créé un dense réseau de veines affectant l'ensemble des formations sédimentaires. Les veines minéralisées peuvent atteindre une largeur métrique et sont plus fréquentes dans le calcaire arénitique alors que les veines minéralisées de la séquence arénitique sont moins abondantes et ont une largeur maximale d'ordre décimétrique. Le gabbro amphibolitisé, quant à lui, a été affecté par des veines d'épaisseur métrique (épaisseur maximale de 3 mètres), moins nombreuses et plus espacées, associée à des clastes de taille décimétrique (figure 3.3). Ces dernières observations reflètent les différences rhéologiques des unités face à la fracturation hydraulique. Des cristaux automorphes de galène ont été reconnus dans la veine bréchique recoupant le gabbro amphibolitisé, ce qui est cohérent avec une mise en place en contexte d'extension.

La minéralisation hydrothermale, ayant remplacé certains lits sédimentaires au sein de la Formation de La Vieille, possède les teneurs métallifères suivantes, 7,27 % Zn, 3,3 % Pb et 147 g/t Ag sur 3 m (#5 Tableau 4.1). Les deux zones de cisaillement NE-SO et ONO-ESE présentes sur l'indice de Raya ne montrent aucune minéralisation. L'intersection de ces deux zones de cisaillement a cependant constitué une discontinuité favorable à la circulation hydrothermale. Cette intersection plonge à 40° vers N175 et a livré des teneurs de 1,18 % Pb, 0,31 % Zn et 51 g/t Ag sur un intervalle de 2,5 m (#6 Tableau 1).

Sur l'indice de Dante, les échantillons de rainurages effectués sur certaines failles dextres ONO-ESE, interprétées comme des structures de type R, ont livré des teneurs de 3,23 % Pb, 1,41 % Zn et 58 g/t Ag sur 2 mètres (#2 Tableau 1) alors que ceux

effectués sur une des failles senestres NO-SE, interprétées comme des structures de type R', a révélé la présence de 1,70 % Pb, 0,41 % Zn et 220 g/t Ag sur 7,35 m (#1 Tableau 3.1), bien que l'épaisseur réelle de la veine ne dépasse pas la trentaine de centimètres. Le contact minéralisé entre les formations de Weir et de La Vieille dans la partie ouest du décapage a révélé la présence de 1,56 % Pb, 0,69 % Zn et 236 g/t Ag (#3 Tableau 1).

| Décapage | # | Éch. | Ag ppm | Zn % | Pb % | Cu % | Bi ppm | Au ppm | Cd ppm |
|-----------------------------|---|--------------------|-----------|---------|---------|-------|-----------|-----------|-----------|
| Dante (rainures) | 1 | 47006 à 47012 | 220 | 0,41 | 1,70 | 0,07 | 502 | 0,03 | n.a. |
| Dante (rainures) | 2 | 47265 à 47266 | 58 | 1,32 | 3,23 | 0,08 | 87 | 0,01 | n.a. |
| Dante (rainures) | 3 | 47396 à 47398 | 236 | 0,69 | 1,56 | 0,18 | 560 | 0,01 | n.a. |
| Dante (forage) | 4 | 350257 | 237 | 2,98 | 2,53 | 0,27 | 483 | 0,062 | 251 |
| Raya (forage) | 5 | 106158 à 106165 | 147 | 7,27 | 3,3 | 0,076 | 155 | 0,6 | 509 |
| Raya (forage) | 6 | 106189 à 106193 | 51 | 0,31 | 1,18 | 0,06 | 37 | 0,21 | 31 |

Tableau 4.1 Résultats géochimiques des échantillons d'analyse de rainures sur le décapage de Dante ainsi que les échantillons d'analyse de forages effectués sur Dante et Raya. N.a. : Élément non analysé ; ppm = g/t.

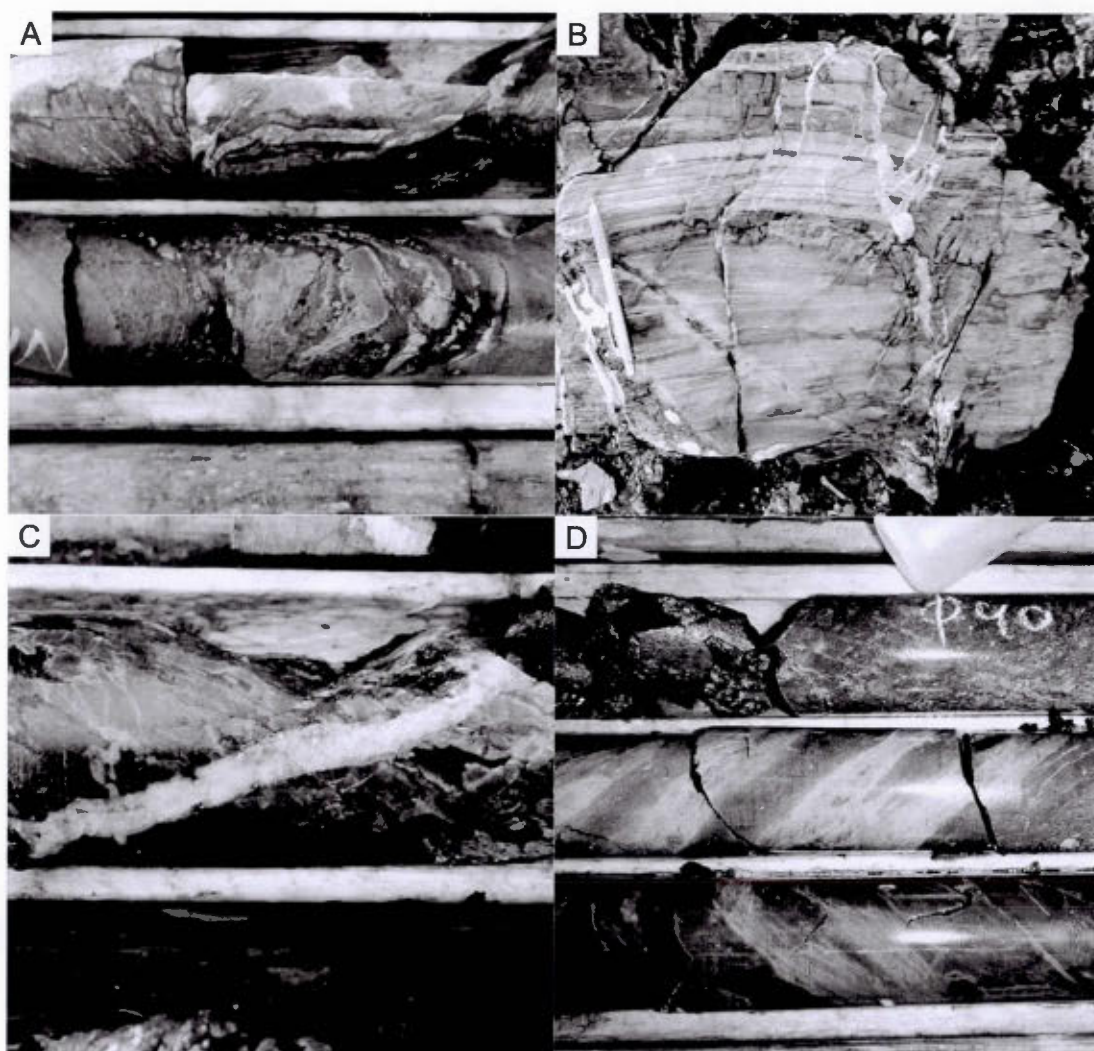


Figure 4.1 Exemples des textures retrouvées, en surface et en profondeur, indiquant une activité hydrothermale. (A) Les discontinuités sont bréchifiées, altérées et minéralisées. (B) Des veinules tardives de carbonates recoupent la Formation de La Vieille. (C) Veine de carbonates-quartz-sulfures recoupant la Formation de Weir cataclasée, indiquant que l'hydrothermalisme est tardif. (D) Altération à calc-silicates au sein de la Formation de Weir. Diamètre des forages : NQ.

4.1.2 Analyse microscopique

Les veines minéralisées, reconnues sur les indices de Raya et de Dante, sont essentiellement constituées d'un assemblage à pyrrhotite-sphalérite-pyrite. De façon générale, la pyrrhotite est le sulfure dominant et est accompagnée de sphalérite, de pyrite et de galène. La chalcopyrite et l'arsénopyrite des minéraux accessoires. Les sulfures montrent une texture laminaire suggérant une cristallisation séquentielle. La sphalérite est de couleur noire, indiquant une composition riche en Fe, sa forme typique à haute température. Trois caractéristiques suggèrent que la cristallisation de la sphalérite est tardive par rapport à l'assemblage à pyrrhotite-pyrite (figure 4.2C, 4.2D et 4.2E): en effet, la sphalérite non seulement (1) recoupe et (2) enrobe la pyrrhotite et/ou la pyrite, mais aussi (3) forme parfois des cristaux automorphes au contact de ce dernier assemblage. La sphalérite est caractérisée par des inclusions de chalcopyrite, de galène, de pyrite et de pyrrhotite. La pyrrhotite contient des inclusions de pyrite, de galène et plusieurs complexes de sulfosels à Bi-Ag-Pb-Sb. La galène est généralement localisée en bordure de la sphalérite et de la pyrrhotite, suggérant une cristallisation tardive. Les sulfures sont fréquemment entourés d'une auréole de chlorite dans une gangue de calcite-quartz +/- feldspaths-K. Les sulfures sont accompagnés d'actinote-trémolite qui est partiellement altéré en épidote et en chlorite (figure 4.2). Les cristaux d'actinote-trémolite sont automorphes et ont une taille pouvant atteindre 1,5 mm.

Le contact des veines avec l'encaissant est franc. De part et d'autre des veines, l'encaissant devient parfois plus clair ou plus vert foncé indiquant la présence d'amphiboles faiblement ou fortement chloritisées. Les épontes immédiates des veines minéralisées sont constituées de quartz et de cristaux d'actinote-trémolite automorphes orientées vers le centre des veines (figures 4.2A, 4.2C et 4.2F), suggérant que celles-ci se sont mises en place dans un contexte d'extension. Les cristaux de quartz sont recoupés et entourés par des cristaux de calcite et/ou

d'actinote-trémolite présentant des degrés de chloritisation et de carbonatation variables. La chlorite et les carbonates sont situés sur les épontes et dans le centre des veines (figure 4.2B). De la calcite lamellaire cloisonnée (*bladed calcite*) a été observée dans la gangue (figure 4.2A), suggérant une ébullition du système minéralisé (Jébrak et Marcoux, 2008). En forage, les roches de la Formation de Weir sont plus rarement minéralisées et les veines sont moins abondantes, bien que de petites veinules sulfurées aux caractéristiques identiques sont localement présentes (figure 4.2F).

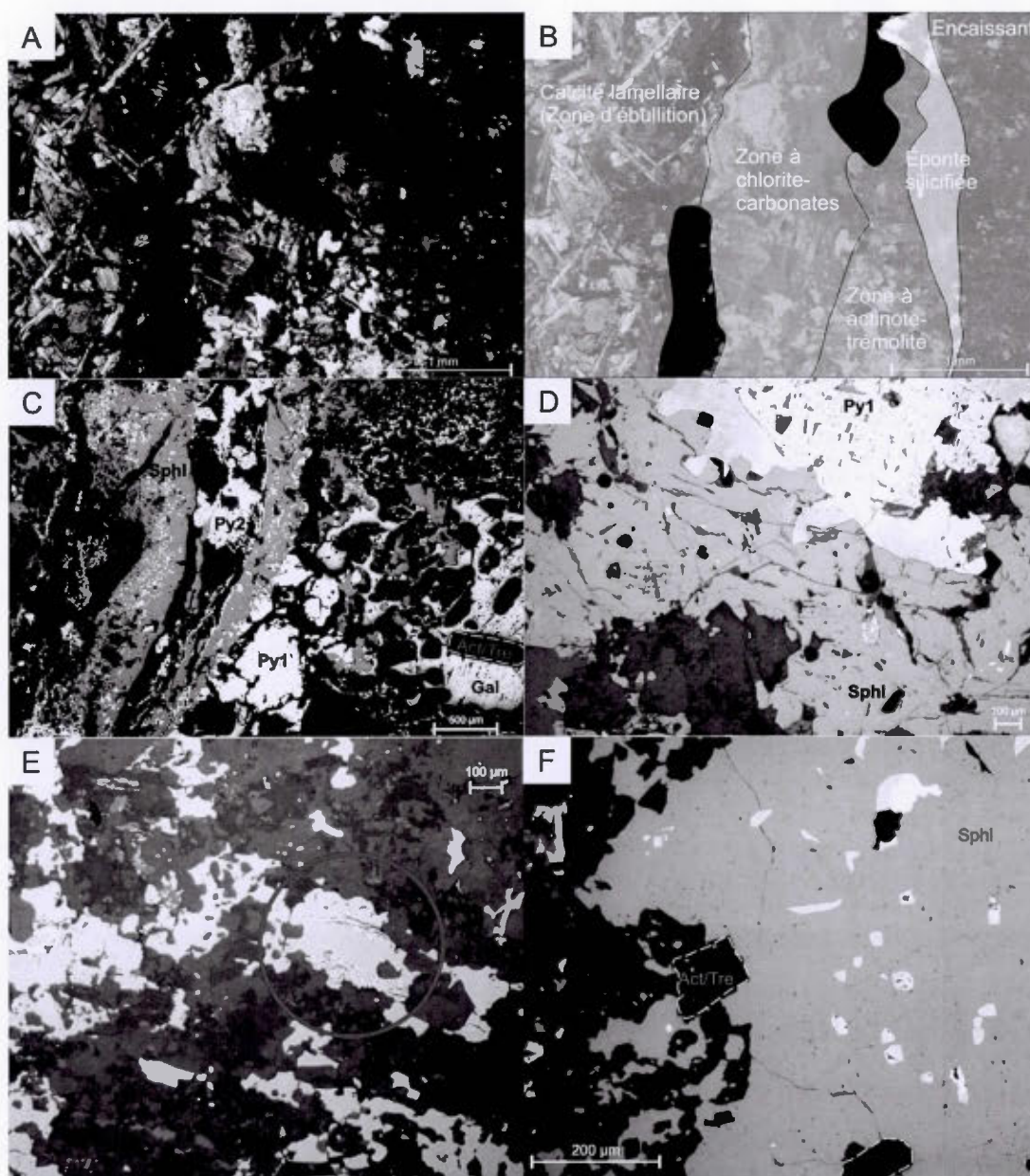


Figure 4.2 Photographies au microscope de la minéralisation. Les photos A et B montrent les épontes d'une veine recoupant la Formation de Simpsons Field. La zone silicifiée et la zone riche en actinotes-trémolites forment la transition avec l'encaissant. Les sulfures en rouge sont la pyrite et la chalcoppyrite. La calcite, au centre de la veine, forme des textures lamellaires, ce qui suggère une ébullition. La photo C montre la présence de pyrite (Py1) recoupée par la sphalérite. La galène (Gal) et la sphalérite (Sphl) sont en équilibre avec les prismes d'actinote-trémolite (C et F). La pyrite tardive (Py2) est associée avec de la chlorite et de l'arsénopyrite. (D)

La sphalérite enrobe la pyrite (Py1). Le cercle rouge de la photo E montre la présence de textures d'exsolution de pyrite dans la pyrrhotite, et semble identique aux photos de la minéralisation de Deakin (2011) sur le décapage de Hachey. (F) Veine recoupant la Formation de Weir : la sphalérite contient des inclusions de pyrrhotite et de chalcopryrite qui se seraient formées lors du refroidissement.

La minéralisation disséminée (#4 Tableau 4.1) dans le calcaire argileux skarnifié est concentrée dans des lits montrant une quantité variable de sulfures (<1 % à 40 %). Le volume de sulfure augmente généralement dans les lits présentant une granulométrie plus grossière, parce que ceux-ci constituent des niveaux sédimentaires plus perméables. Les sulfures présents sont la pyrrhotite, la sphalérite, la pyrite et sont associés à des cristaux automorphes d'actinote-trémolite. De la pyrite xénomorphe disséminée associée avec des minéraux métamorphiques de plus petite taille et en plus faible proportion a aussi été identifiée dans des niveaux sédimentaires de granulométrie plus fine.

L'assemblage de pyrrhotite (75 – 80 %)-sphalérite (15 – 20 %)-pyrite (5 - 7 %) est associé à des niveaux sédimentaires grossiers, où les sulfures peuvent atteindre 40 % du volume, et est accompagné de cristaux d'actinote-trémolite (20 – 25 %) partiellement chloritisés, de quartz (20 %), et de carbonates (5 %). La sphalérite est généralement située sur la bordure de l'assemblage pyrrhotite-pyrite qui est prédominant (figure 4.3B). La chalcopryrite est généralement localisée en bordure de la sphalérite et représente un sulfure accessoire (<1 %). La pyrite est localisée au sein des cristaux de pyrrhotite, et forme des cristaux hypidiomorphiques montrant des textures d'exsolution (figure 4.2E). Selon Craig et Vaughan (1994), ce type de texture indique un équilibre pyrite-pyrrhotite lors de la cristallisation. La prédominance de la pyrrhotite, un sulfure de haute température par rapport à la pyrite, et de cristaux d'actinote-trémolite est cohérente avec une mise en place dans un environnement métamorphique au faciès du schiste vert supérieur. Les relations texturales suggèrent la paragenèse suivante : feldspaths, séricite, quartz → actinote-trémolite → pyrite, pyrrhotite → sphalérite → chalcopryrite → carbonates, chlorite.

Un stade tardif de minéralisation en pyrite - arsénopyrite a aussi été reconnu recoupant la minéralisation disséminée (figure 4.3B, 4.3C et 4.2C). L'arsénopyrite est généralement en association avec la chlorite tardive au centre de la veine ainsi qu'en périphérie de la pyrite, où des lattes d'arsénopyrite xénomorphes remplacent les bordures.

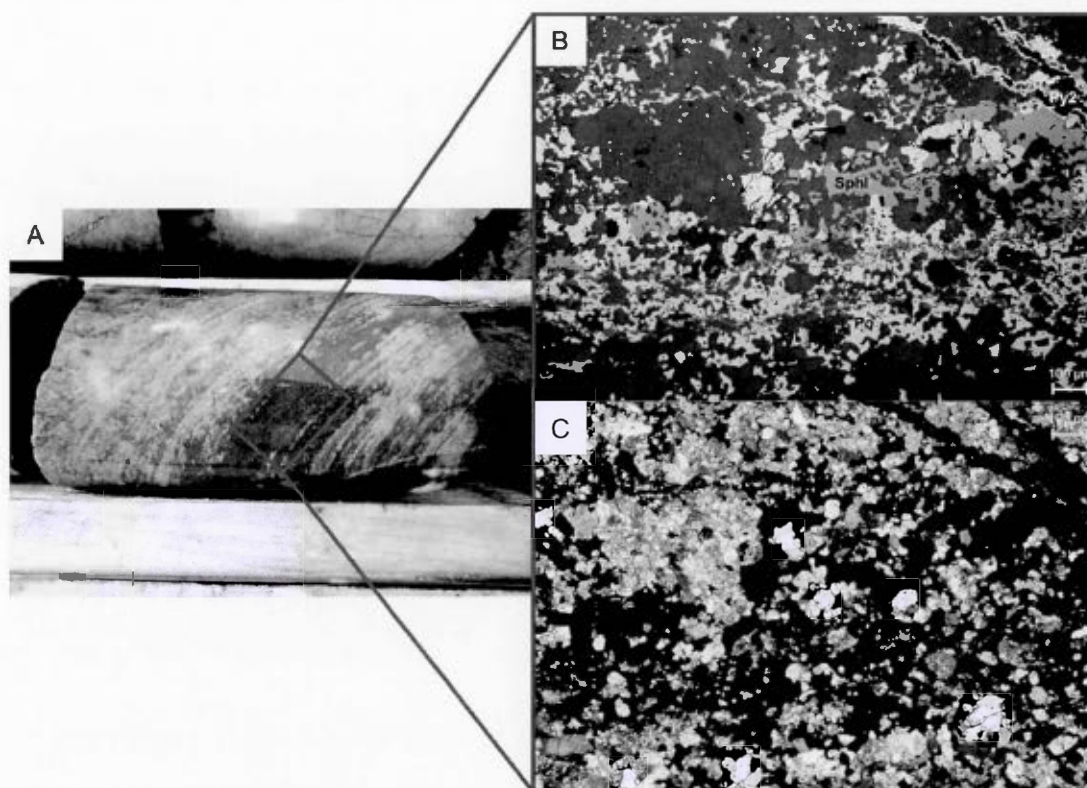


Figure 4.3 Photographie de forage, de diamètre NQ, (A) et au microscope (B et C). La minéralisation se compose majoritairement de pyrrhotite (Po) avec de la sphalérite (Sphl). Des veinules de pyrite tardive (Py 2), associé avec de l'arsénopyrite et la chlorite, recoupent la minéralisation. La photo C montre l'équilibre des sulfures avec les cristaux d'actinotes-trémolites.

La minéralisation présente dans le métagabbro est dominée par de la pyrite, accompagnée de galène, de sphalérite et de chalcoppyrite. Selon nos observations en forage, l'hydrothermalisme affectant les lithologies gabbroïques est associé avec des sulfures beaucoup moins abondants. De même, les carbonates sont peu abondants dans la gangue et la pyrrhotite est absente, de telles différences de minéralogie en

fonction de la lithologie reflètent probablement l'influence de l'encaissant sur la composition du fluide minéralisateur.

Dans une lame mince présentant une veine minéralisée recoupant la Formation de La Vieille, une faible proportion d'amphiboles magnésiennes de la série cummingtonite-grunerite a été reconnue. Ce type d'amphibole souligne la présence de Mg et Fe provenant du fluide minéralisateur et/ou de l'encaissant. En outre, des évidences de dolomitisation ont aussi été identifiées dans la Formation de La Vieille (Lavoie et Chi, 2006). Parce que nos analyses au microscope électronique à balayage de la masse carbonatée du skarn et de la calcite hydrothermale ont révélé une calcite contenant moins de 4 % Mg, excluant la présence de dolomite, des éléments tels que Mg et Fe pourraient aussi provenir du gabbro amphibolitisé sous-jacent à la Formation de La Vieille et/ou des unités clastiques des formations de Simpsons Field et de Weir.

4.2 Gîte de Hachey

Notre étude macroscopique de la minéralisation a été bonifiée par les observations effectuées par Deakin *et al.*, (2015), avec lesquelles nous avons comparé nos observations en ce qui concerne les caractéristiques structurales, métamorphiques et minéralogiques de la minéralisation du gîte de Hachey par rapport à la zone de Raya-Dante.

La minéralisation, recoupant la foliation, forme des corps discontinus de morphologie lenticulaire (figure 3.18). Leurs pendages, difficilement mesurables, semblent subverticaux et sont d'ailleurs figurés comme verticaux sur les coupes géologiques du gîte par Davies *et al.*, (1969). Les zones de sulfures massifs possèdent une orientation

NE, subparallèles à celle de la faille Rocky Brook-Millstream. Ces sulfures forment des chapeaux de fer en surface et sont dépourvus de toute foliation apparente (figure 4.4). Cette minéralisation, d'une fine granulométrie, contient plus de 50 % de sulfures, dont 20 % de pyrrhotite, 15 % de sphalérite, 10 – 15% de galène et environ 7 % de pyrite.

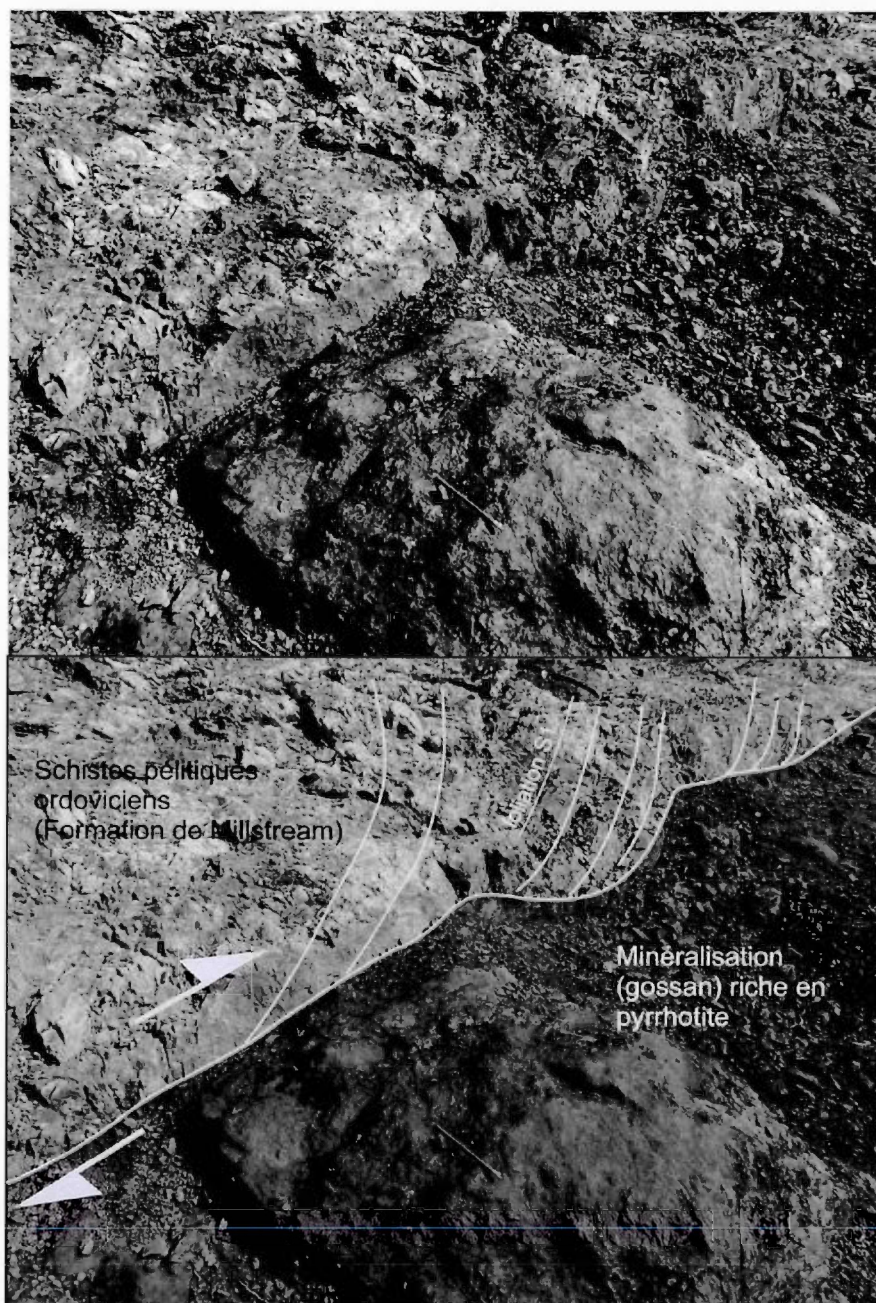


Figure 4.4 Photographie et schéma explicatif montrant la minéralisation recoupant l'encaissant sur le décapage de Hachey. L'entraînement de la foliation S1 met en évidence le sens dextre du décrochement.

Ces sulfures sont associés à du quartz, mais chlorite, minéraux calco-silicatés, carbonates et feldspaths-K sont aussi présents (figure 4.5A et 4.5B).

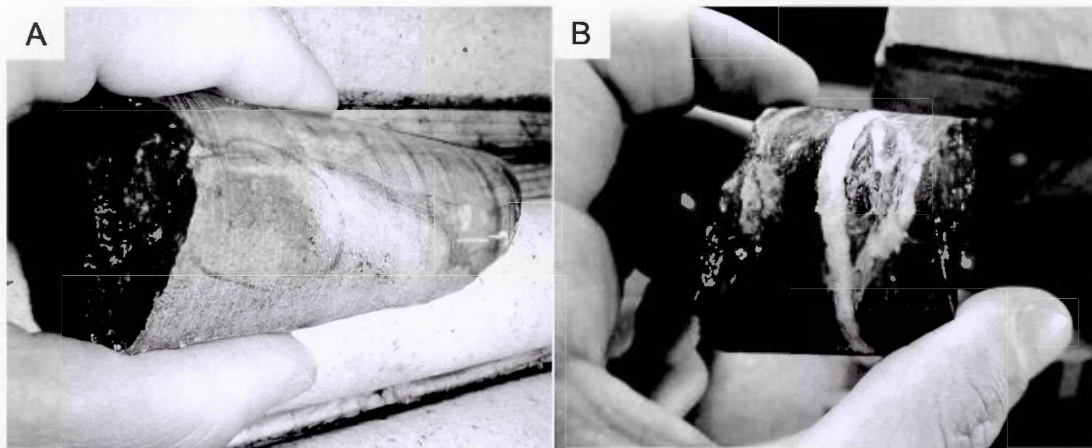


Figure 4.5 Photographie de forage, de diamètre NQ, sur la zone de Hachey montrant (A) l'altération en calc-silicates associée à la minéralisation et (B) la présence de feldspaths-K associés aux veines de carbonates.

Les cristaux de sphalérite sont étirés et associés à des fragments subanguleux d'encaissant chloritisés, des cristaux de calcite arrondis ainsi que des clastes cherteux arrondis (figure 4.6) dans une matrice fine constituée de pyrrhotite. Des brèches hydrauliques caractérisées par des clastes subanguleux de schistes argileux ont été observées par Deakin, (2011).



Figure 4.6 Photographie de forage montrant la minéralisation sur le décapage Hachey. La sphalérite est étirée et les cristaux de calcite sont arrondis dans une matrice de pyrrhotite. Diamètre du forage : NQ.

Les analyses microscopiques de Deakin *et al.*, (2015) ont révélé la présence d'épidote automorphe (figure 4.7C). Les photos microscopiques de la minéralisation de Deakin *et al.*, (2015) montrent, comme pour la minéralisation de la zone Raya-Dante, les caractéristiques suivantes : (1) de la pyrite xénomorphe en faible proportion localisée au cœur de la pyrrhotite (2) de la pyrrhotite enveloppée par la sphalérite, indiquant que cette dernière est postérieure (figure 4.7B) (3) de la chalcopryrite accessoire en bordure de la pyrrhotite et (4) de l'arsénopyrite tardive en bordure de l'assemblage pyrrhotite-sphalérite-galène. Des sulfures déformés selon le plan de foliation S1 ont été identifiés par Deakin, (2011). Cependant, ce plan de déformation pourrait aussi être attribué au processus d'hydrothermalisme associé au mouvement décrochant de la faille Rocky Brook-Millstream. Comme nous l'avons vu précédemment, les schistes pélitiques sur le gîte de Hachey sont affectés par un clivage de crénulation. Or, les sulfures apparaissent déformés selon un plan rectiligne distinct, ce qui suggère une déformation d'origine tardive (figure 4.7A). Considérant la faible dureté de la

pyrrhotite et de la sphalérite, cet étirement pourrait être attribué au comportement rhéologique des sulfures pendant l'activité saccadée de l'hydrothermalisme et de la fracturation, tel qu'il est figuré de manière évidente sur la figure 4.6.

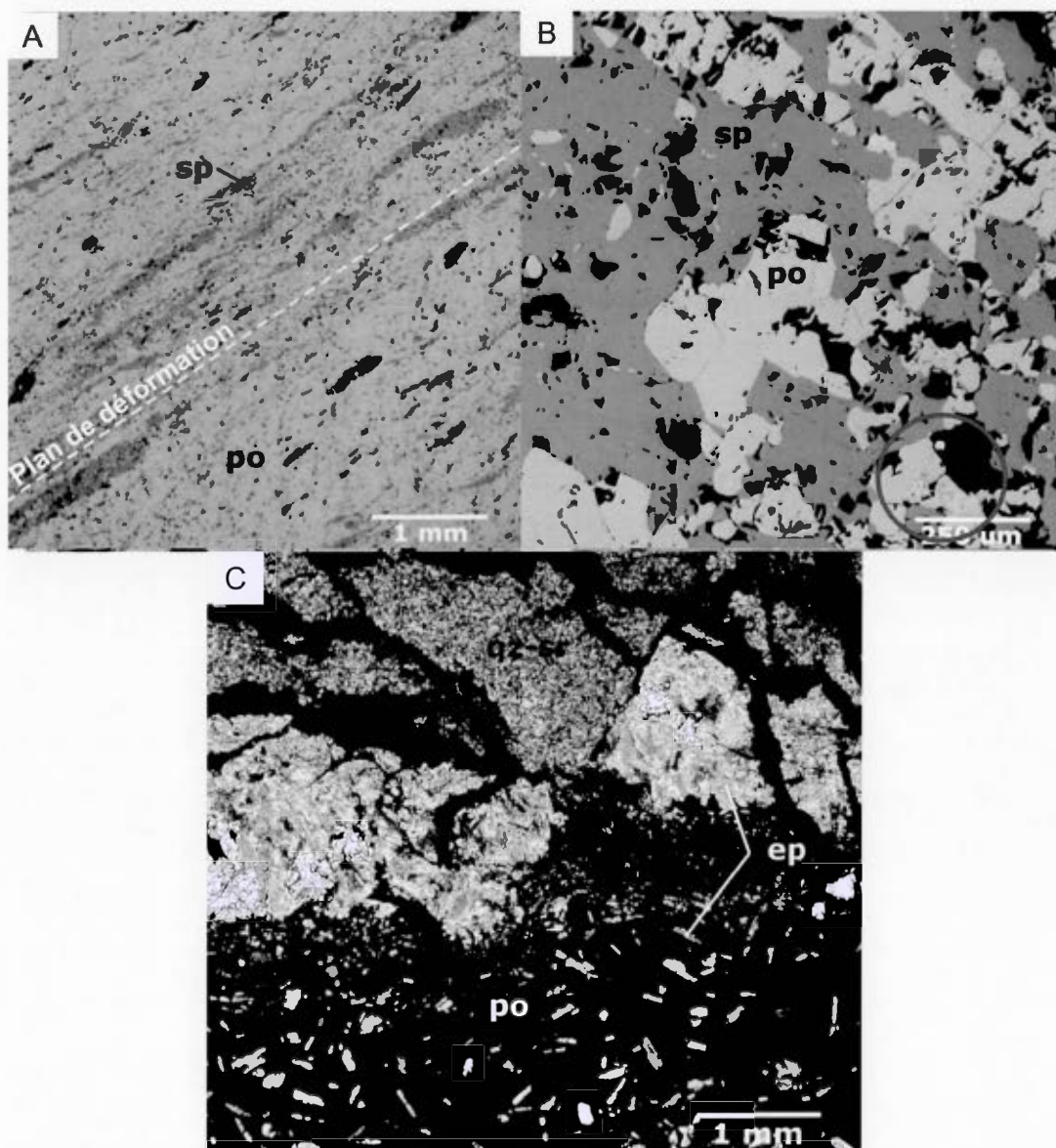


Figure 4.7 Photographie de la minéralisation au microscope, tirée de Deakin (2011), montrant (A) les textures de déformations locales des sulfures. (B) La pyrrhotite est entourée par la sphalérite et contient des inclusions de pyrite. (C) Des cristaux de calc-silicates, d'épidote (Deakin, 2011), suggèrent une mise en place dans un régime d'extension post-Acadien.

4.2.1 Altération hydrothermale

Les analyses microscopiques de Deakin (2011) ont montré que les roches encaissant la minéralisation sont affectées par une altération en séricite et en quartz. Ses données lithogéochimiques ont aussi permis d'identifier deux types d'altération qui sont cohérents avec nos observations : (1) une altération à quartz-séricite (séricitisation et silicification) et (2) une altération à chlorite-quartz (altération verdâtre). Selon nos observations, la minéralisation sur Hachey est associée spatialement et à des degrés variables avec les trois types d'altération reconnus en forage, soit la silicification, la séricitisation et l'altération calco-silicatée (figure 4.5A). Cette dernière, étant l'altération principale associée aux sulfures, a ainsi été caractérisée par une étude lithogéochimique. Deux échantillons provenant du forage FHA12-02 ont servi pour l'étude lithogéochimique.

4.2.1.1 Méthodologie

Deux types d'analyses ont servi afin d'établir le diagramme lithogéochimique, soit (1) la méthode ME-ICP06 combinée avec la méthode OA-GRA05 et (2) la méthode ME-ICP41. La première permet de déterminer une concentration d'oxydes. Pour cela, 200 mg de l'échantillon ont été mélangés avec 90mg de tétraborate et de métaborate de lithium. Ce concentré a ensuite été fusionné dans un four à 1000°C. La masse fondue est ensuite refroidie et dissoute dans une solution de 100 mL d'acide nitrique (4%) et d'acide chlorhydrique (2%). Enfin, la solution est ensuite analysée par ICP-AES et les résultats de concentrations d'oxydes sont ensuite calculés grâce à la concentration élémentaire. La méthode OA-GRA05, quant à elle, permet d'identifier la perte de concentration lors de la fusion. Ce procédé utilise 1 g d'échantillon puis est pesé après la fusion du four à 1000°C. La deuxième méthode, ME-ICP41, quant à

elle consiste à dissoudre 400 mg d'échantillon dans de l'acide nitrique pendant trente minutes, puis dans de l'acide chlorhydrique pendant une heure et trente minutes. La solution est ensuite diluée à 100 mL avec de l'eau désionisé, et ensuite analysé par un spectromètre d'émission atomique à plasma à couplage inductif.

4.2.1.2 Résultats et interprétation

Un isocone de Grant, réalisé grâce aux analyses géochimiques, a permis d'effectuer une comparaison entre les schistes noirs argileux moins altérés et altérés (figure 4.8). TiO_2 et Al_2O_3 sont les composés qui ont été sélectionnés afin de définir une courbe de référence de concentration constante. Cette dernière, qui est une droite de régression ($y = 0,8907x$), définit donc la concentration d'éléments immobiles n'ayant pas été affectés par l'hydrothermalisme. Les roches altérées montrent une augmentation en CaO , SrO , MgO , MnO , Fe_2O_3 , SiO_2 , Pb , Zn , Sb , et une diminution en BaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , LOI , Ni et Co par rapport au précurseur frais. L'augmentation en CaO , MgO , MnO et SiO_2 suggèrent la présence d'une altération (1) calco-silicatée, (2) d'une silicification, (3) d'une carbonatation, (4) d'une chloritisation, ou (5) d'une combinaison entre ces quatre dernières altérations associée avec la minéralisation, telle qu'aussi soulignée par l'augmentation en Pb , Zn et Sb . L'augmentation majeure en CaO combiné avec celle en SrO suggère un ajout de carbonates. La baisse en K_2O exclut la présence de séricite ou de feldspaths-K associée aux laminations verdâtres mais pourrait aussi indiquer une prédominance de la calcite/chlorite vis à vis de la séricite. De même, la diminution de la perte au feu (LOI) indique possiblement un appauvrissement de la liaison (OH^-) dans la roche altérée et défavorise donc la présence de chlorite associée à cette altération. Cependant, la présence en MgO ne peut exclure la présence de chlorite. La baisse en

BaO associée avec celles en Ni et Co de l'échantillon suggère une réduction du volume du protolithe avec l'altération et pourrait être des éléments originaires d'un environnement sous-marin.

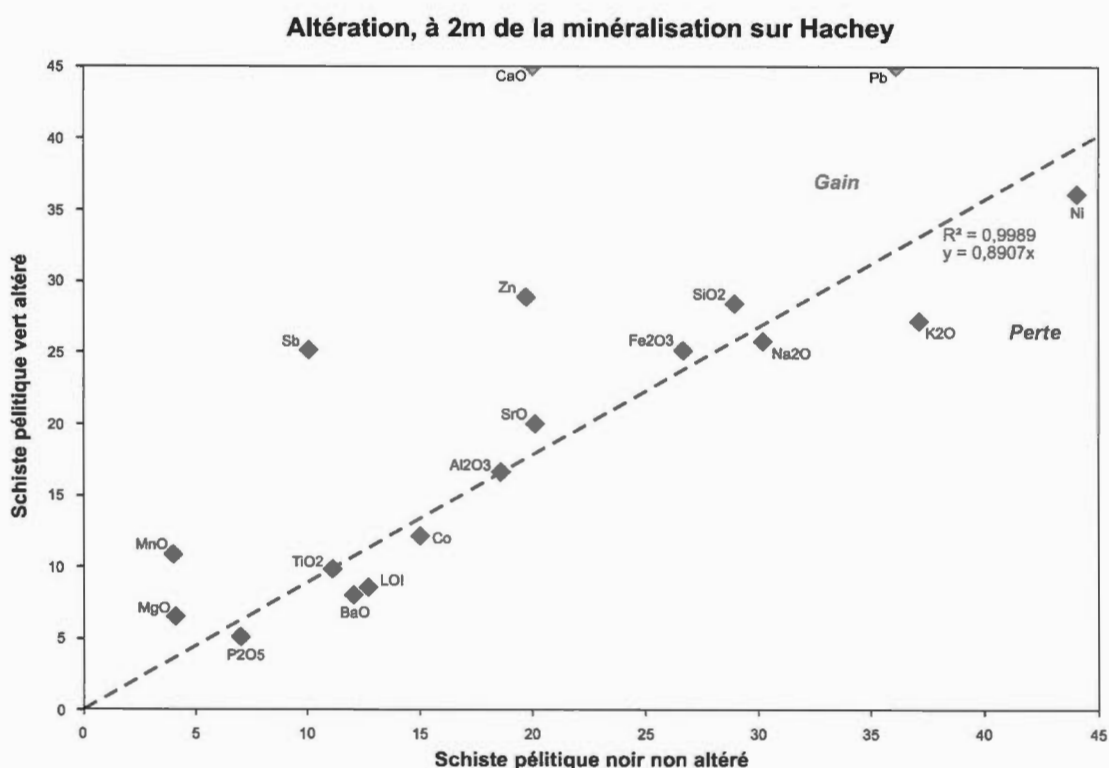


Figure 4.8 Diagramme de Grant montrant les changements de concentrations entre une lithologie la moins altérée et la même lithologie altérée. Le coefficient $R^2 = 0,9989$, une valeur quasiment égale à 1, signifie que les éléments TiO_2 et Al_2O_3 ont été peu affectés par l'altération.

L'altération proximale en séricite-quartz identifiée par Deakin *et al.*, (2015), associée à une augmentation en K_2O et Na_2O , confirme la présence de feldspaths-K et/ou de séricite tel qu'observée dans l'encaissant (figure 4.5B). La présence de calc-silicates, probablement de l'épidote, est confirmée par les gains en CaO et MgO dans les roches altérées.

4.3 Analyse statistique des teneurs en métaux

Les nombreuses données d'analyses géochimiques effectuées sur le décapage de Dante, soit environ 528 échantillons incluant 36 éléments par échantillon, permettent d'établir des corrélations entre différents éléments grâce au logiciel Statistica. Les éléments en question sont : Au, Ag, Al, As, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, Ga, Hg, K, La, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, S, Sb, Sc, Sr, Th, Ti, Tl, U, V, W et Zn. Même si le logiciel Statistica effectue les calculs et les graphes, il est utile d'en comprendre l'établissement et de connaître la signification de ces résultats numériques et graphiques. Les diagrammes présentés ci-dessous sont des représentations du calcul suivant :

$$r = \text{covar}(x,y) / (\sigma_x \cdot \sigma_y)$$

où "r" est l'indice de corrélation, "covar" la covariance, "σ" l'écart-type et x-y les deux éléments comparés:

Les résultats des différents coefficients de corrélation sont compris entre -1 et 1. Si le résultat entre deux paires d'éléments est égal à "1", une corrélation existe, "0", aucune corrélation linéaire n'existe, alors que "-1" suggère l'existence d'une anticorrélation. Cependant, bien que le chiffre "r" soit un indicateur de corrélation, il est préférable d'observer cette association sur un graphique du logiciel Statistica, car plusieurs corrélations peuvent être définies au sein d'une même comparaison. Le coefficient directeur de la droite correspond au coefficient de corrélation. Si la droite est horizontale (coefficient de corrélation égal à 0) ou verticale, il n'y a aucune corrélation alors que si la droite de corrélation est abrupte (coefficient de corrélation proche de 1), la corrélation existe et est validée. Il est important de souligner que "r" est une quantité sans dimension et ne dépend pas des unités d'éléments considérées (Spiegel, 1981); c'est donc dire que la comparaison peut se faire, par exemple, entre des résultats de Pb définis en % et des résultats d'Ag en ppm.

Les corrélations les plus significatives auxquelles nous allons nous intéresser particulièrement sont Ag-Bi, Pb-Ag, Pb-Bi et Ag-Sb. Les indices de corrélation obtenus pour chacune de ces paires sont : $r(\text{Ag-Bi}) = 0,83827$, $r(\text{Pb-Ag}) = 0,54603$, $r(\text{Pb-Bi}) = 0,48055$, $r(\text{Ag-Sb}) = 0,303049$ (figure 4.9). Ces dernières paires d'éléments ont pu mettre en évidence deux sulfosels, soit un sulfosel à Pb-Bi-Ag-Sb et un sulfosel à Pb-Ag-Bi.

L'ensemble des diagrammes de corrélation, soit Bi-Ag, Pb-Ag, Pb-Bi et Ag-Sb, montre une distribution dont l'interprétation est complexe. En effet, l'ensemble des indices de corrélation est peu fiable, car plusieurs corrélations, soit plusieurs minéraux, peuvent être identifiées sur ces quatre diagrammes (figure 4.9). En ce qui concerne le diagramme Ag-Bi, bien que l'indice de corrélation soit élevé, les valeurs définissent deux droites. Ces dernières suggèrent que Ag et Bi sont probablement localisés dans deux minéraux, soit un sulfosel à Pb-Bi-Ag-Sb possédant un rapport Ag:Bi = 1:2, et un sulfosel à Pb-Ag-Bi possédant un rapport Ag:Bi égal à 1. Pour ce qui est du diagramme Pb-Ag, trois droites se démarquent au sein du nuage de points. Ces dernières se corrélaient respectivement avec les droites de la galène, du sulfosel à Pb-Ag-Bi et du sulfosel à Pb-Bi-Ag-Sb. Le sulfosel à Pb-Ag-Bi possède un rapport Ag:Pb égal à environ 1:36, car pour 1 % de Pb, 275 ppm d'Ag est présent. Le sulfosel à Pb-Bi-Ag-Sb possède pour sa part un rapport Ag:Pb égal à 1:100. Il en est de même pour le diagramme Pb-Bi, où se démarquent les droites de la galène, du sulfosel à Pb-Ag-Bi, avec un rapport Bi:Pb égal à 1:16, et du sulfosel à Pb-Bi-Ag-Sb qui possède un rapport Bi:Pb d'environ 1:33. Enfin, le nuage de points du diagramme Sb-Ag fait ressortir trois droites, ce qui indiquerait la présence du sulfosel à Pb-Bi-Ag-Sb, du sulfosel à Pb-Ag-Bi et d'un troisième minéral qui correspondrait à de la tennantite argentifère. Le sulfosel à Pb-Bi-Ag-Sb possède un rapport Sb:Ag d'environ 1:2, ce qui se corréle bien avec les analyses au microscope électronique à balayage (MEB) effectuées au sein de cristaux de pyrite (figure 4.9). Le sulfosel à Pb-Ag-Bi est défini par la droite qui ne contient pas ou peu d'antimoine. Un dernier sulfosel à Sb-Ag se

démarque avec un rapport Ag:Sb égal à 1:6 et celui-ci pourrait correspondre à de la tennantite argentifère. Ce dernier sulfosel a été décrit sur le gîte de Hachey (Deakin, 2011), ainsi que sur l'ancienne mine de Nigadoo (McCutcheon *et al.*, 1992).

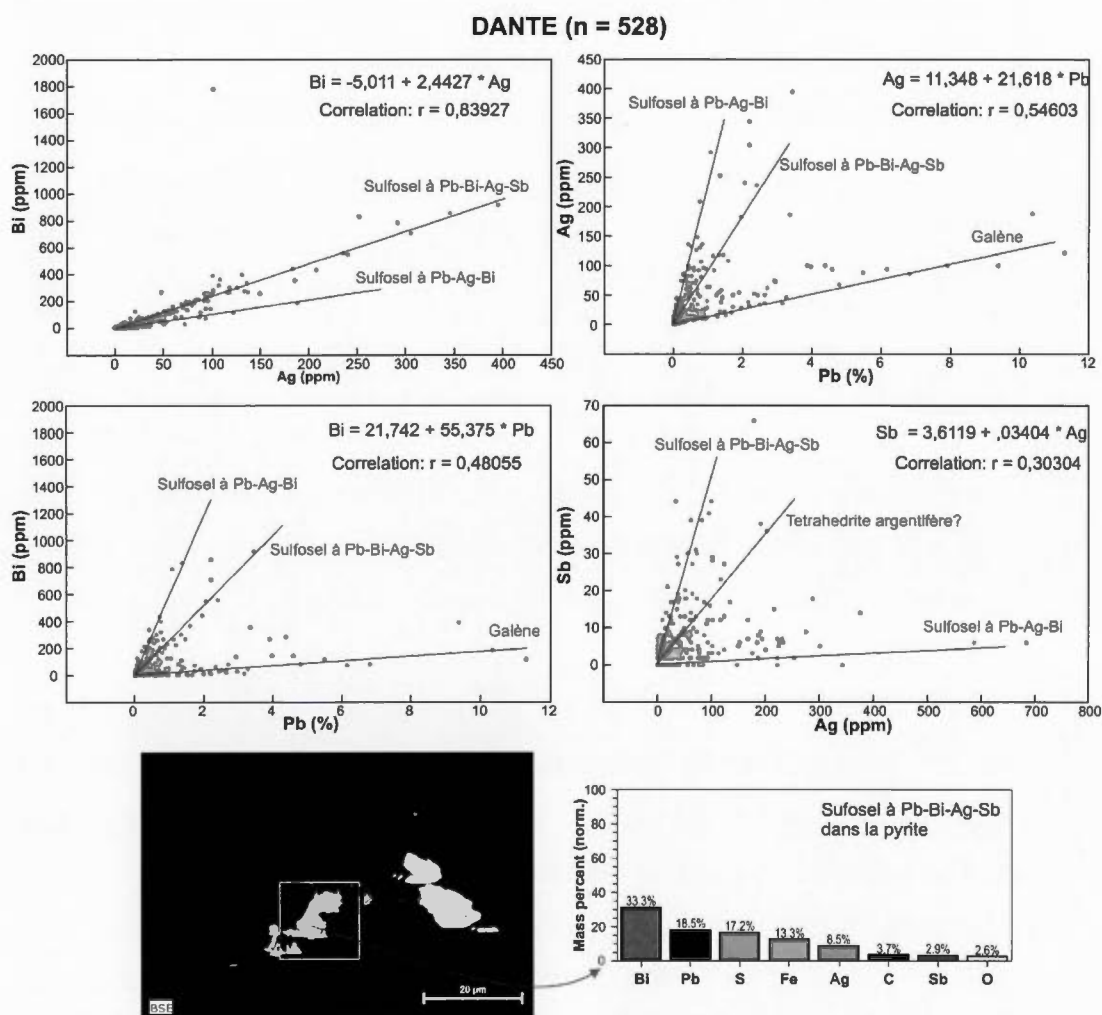


Figure 4.9 Diagramme de corrélation statistique entre les différentes paires de métaux. Les droites en rouge montrent essentiellement une tendance suggérant la présence de sulfosels à Pb-Bi-Ag-Sb et à Pb-Ag-Bi. La photo montre l'analyse du microscope électronique à balayage (MEB) effectuée sur un sulfure de taille micrométrique localisé dans la pyrite. Cette dernière a révélé la présence de plomb, de bismuth, d'argent et d'antimoine.

Cependant, il est intéressant de noter que les rapports Bi:Pb et Ag:Pb obtenus au MEB sur le sulfosel à Pb-Bi-Ag-Sb sont respectivement égaux à 2 et à 1:2. Ces

dernières valeurs sont à l'encontre des rapports de Bi:Pb et de Ag:Pb obtenus graphiquement pour ce même sulfosel : en effet, les rapports indiquent une concentration plus élevée en plomb, soit Bi:Pb égal à 1:33 et Ag:Pb égal à 1:100. Cette différence peut être attribuée (1) au pic de détection quasi similaire de Pb et de Bi des analyses MEB, ce qui engendre une mauvaise analyse de la proportion des deux éléments; et/ou (2) à l'omniprésence des sulfosels avec la galène, ce qui rehausserait le rapport avec Pb:Bi.

4.4 Synthèse et Interpretation

La minéralisation sur les indices de Raya, de Dante et du gîte de Hachey, est d'origine épigénétique. La présence de cristaux automorphes orientés vers le centre des veines indique une mise en place de la minéralisation dans un régime d'extension. La minéralisation disséminée dans les roches encaissantes, en particulier la Formation de La Vieille, est contrôlée par des lits sédimentaires d'une granulométrie plus grossière, suggérant que le fluide minéralisateur a circulé au sein de l'encaissant de façon préférentielle dans les niveaux plus poreux de la séquence stratigraphique. Les sulfures dominants, qui sont en équilibre, sont la pyrrhotite et la pyrite. L'abondance de pyrrhotite dans le système minéralisé suggère que les roches hôtes ont eu un effet réducteur sur le fluide minéralisateur (Sillitoe, 2010), et/ou que la mise en place s'est effectuée sous des températures plus élevées. Par ailleurs, la présence de sphalérite noire favorise cette dernière hypothèse.

L'assemblage métamorphique à chlorite-séricite-carbonates, identifié par Davies *et al.*, (1969) dans le secteur de Nicholas-Denys, est cohérent avec nos observations. L'étude microscopique a permis de définir différents assemblages et une paragenèse métamorphique marqués, en premier lieu, par un assemblage syn-métamorphique de

quartz, de muscovite-séricite, de feldspaths damouritisés et d'actinote-trémolite. Ce dernier assemblage inclus en particulier de la sparite déformée dans la Formation de La Vieille (figure 3.8A). En second lieu, l'assemblage à actinote/trémolite-feldspaths-muscovite/séricite +/- épidote, ne montre aucun signe de déformation plastique, et se trouve en équilibre avec un assemblage à pyrrhotite-pyrite-sphalérite-chalcoppyrite-galène constituant la minéralisation. En dernier lieu, un stade tardif de minéralisation a été reconnu et se trouve caractérisé par un assemblage à calcite-chlorite-pyrite-arsénopyrite.

Cette évolution minérale (figure 4.10) reflète vraisemblablement une diminution de température et un pH de plus en plus neutralisant dans le système (Robb, 2005), et correspond ainsi à une altération rétrograde. En effet, la présence de feldspaths-K, de calcite ainsi que de galène et de sphalérite reflète des conditions de pH assez élevés, proche de la neutralité, et des conditions relativement réduites (Barnes, 1997).

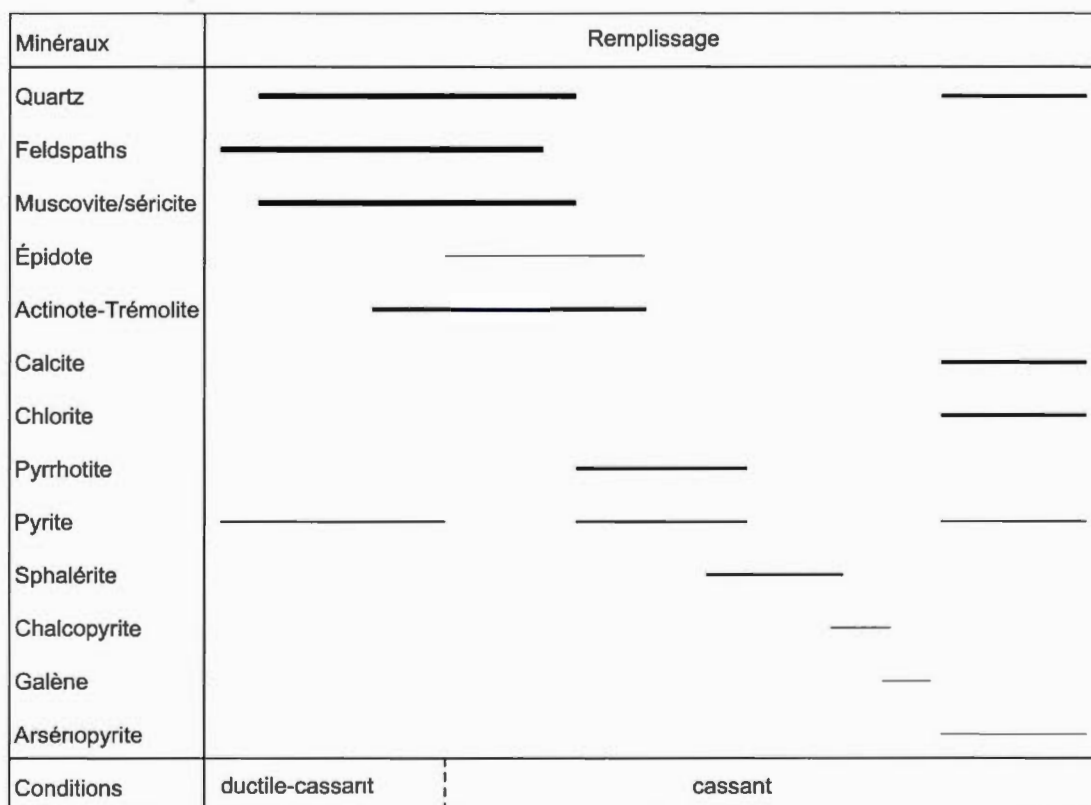


Figure 4.10 Paragenèse de la minéralisation sur Raya-Dante. Les traits épais indiquent une proportion de minéraux plus élevée et inversement pour les traits fins.

La mise en place de la minéralisation, discordante et en remplacement dans des strates plus poreuses, s'est effectuée dans des conditions cassantes en régime d'extension, en équilibre avec le deuxième assemblage (mentionnée ci-dessus) qui représente une altération des minéraux du faciès schiste vert engendrée par l'hydrothermalisme circulant dans le système grâce au réseau de fracture. Les cristaux automorphes d'actinote-trémolite au sein de la minéralisation à pyrrhotite-sphalérite-pyrite-galène (figure 4.2A, 4.2C et 4.3C) indique qu'aucune déformation plastique n'a affecté cet assemblage minéralisé, et donc que le mouvement transpressif sur la faille de *Main Break* dans le secteur de Nicholas-Denys était probablement en phase terminale lors de l'emplacement de la minéralisation Zn-Pb-Ag dans la zone de Raya-Dante. Il est à noter que Walker *et al.*, (1991) ont d'ailleurs

suggéré que le cisaillement dextre régional aurait connue une diminution significative, et même un arrêt, après l'emplacement du pluton de Nicholas-Denys.

4.5 Analyse isotopique des échantillons

L'étude géochimique des isotopes de soufre et de plomb permet entre autres d'établir des hypothèses sur la nature et la source du fluide minéralisateur. Les sulfures constituant la minéralisation sont la sphalérite et la galène. Ils ont été déposés par des processus hydrothermaux ayant transporté le zinc et le plomb. Ces deux minéraux forment une paire reconnue pour être de bon géothermomètre, car ils cristallisent souvent côte à côte en équilibre isotopique (Tipping *et al.*, 2003). Ainsi, les résultats d'isotope de soufre permettent donc d'évaluer la température de déposition.

4.5.1 Approche théorique

4.5.1.1 Isotopie du soufre

Quatre isotopes du soufre se répartissent dans la nature de manière constante, avec : $^{32}\text{S} = 95,02 \%$, $^{33}\text{S} = 0,75 \%$, $^{34}\text{S} = 4,2 \%$ et $^{36}\text{S} = 0,017 \%$. Le rapport $\delta^{34}\text{S}$ d'une espèce, i , correspond à son rapport, R_i , $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ comparé avec le rapport, R_{CD} , $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ de la météorite de Cañon Diablo, la référence internationale en géochimie isotopique (Allègre et Dyon, 2005). Ce rapport, d'une petite dimension et exprimé en ‰ (pour mille) est le suivant :

$$\delta^{34}\text{S}_i = ((R_i/R_{\text{CD}}) - 1) * 1000$$

Les roches basiques et ultrabasiques ont une composition proche de celle de la troilite de Cañon Diablo, c'est pourquoi le soufre magmatique $\delta^{34}\text{S}_{\text{magma}}$ est considéré égal à 0 ‰. Les fractionnements isotopiques du soufre s'effectuent lorsqu'une réaction chimique ou biochimique se produit (Barnes, 1997).

4.5.1.2 Isotopie du plomb

La référence isotopique pour le plomb, identique à la référence isotopique pour le soufre, est la météorite de Cañon Diablo. Ses rapports isotopiques extrêmement bas reflèteraient la composition isotopique des premiers instants du système solaire (Allègre et Dyon, 2005). Le plomb commun est le plomb présent dans des environnements à rapport U/Th et U/Pb très faible ou nul. Il possède essentiellement quatre isotopes, soit : le ^{204}Pb , le ^{206}Pb , le ^{207}Pb et le ^{208}Pb . Le ^{204}Pb est l'isotope de référence, il est non radiogénique et présent de manière constante sur Terre. Les autres isotopes sont quant à eux radiogéniques et leur abondance a augmenté lors des temps géologiques. Chaque grand système géologique n'évolue pas de la même façon à cause des proportions relatives différentes d'uranium et de thorium. C'est pourquoi, différentes courbes d'évolution du plomb ont été modélisées par Zartman et Doe (1981) pour le manteau, la croûte inférieure, la croûte supérieure et croûte moyenne, représentée par la courbe « orogène ». Selon les rapports isotopiques de plomb obtenus, il est ainsi possible d'évaluer la source plombifère.

L'âge modèle avec la méthode isotopique du plomb n'est généralement pas utilisé pour les roches du Phanérozoïque (Jébrak et Marcoux, 2008). Toutefois, les gisements de sulfures massifs du Dévo-Carbonifère de la Chaîne de Pyrite Ibérique (Marcoux, 1998) indiquent que les signatures se trouvent généralement et relativement assez proches de leur âge géologique.

4.5.2 Méthodologie

4.5.2.1 Isotopie du soufre

Quatre paires de cristaux de galène et de sphalérite ont été prélevées en forage ainsi qu'en surface sur les décapages de Raya et de Dante et sur une veine recoupant le skarn à Fe-Cu de Millstream (figure 4.11). Les échantillons ont été prélevés à l'aide d'une perceuse à main. La poudre de chaque minéral récupérée a ensuite été envoyée au Laboratoire d'Isotopes Stables à l'Université de Memorial à Terre-Neuve. Les nombreuses analyses d'échantillons effectuées par Deakin (2011) dans le secteur d'Ann's Creek et de Hachey ont été incluses dans notre étude.

Chaque échantillon est d'abord fusionné à 1800°C dans un analyseur élémentaire. Le dioxyde de soufre obtenu, sous forme gazeuse, est ensuite envoyé dans un spectromètre de masse isotopique DeltaPlus de type MAT 252. Enfin, les résultats sont reportés sous le rapport $\delta^{34}\text{S}$ où la référence utilisée est V-CDT (Vienna – Cañon Diablo Troilite).

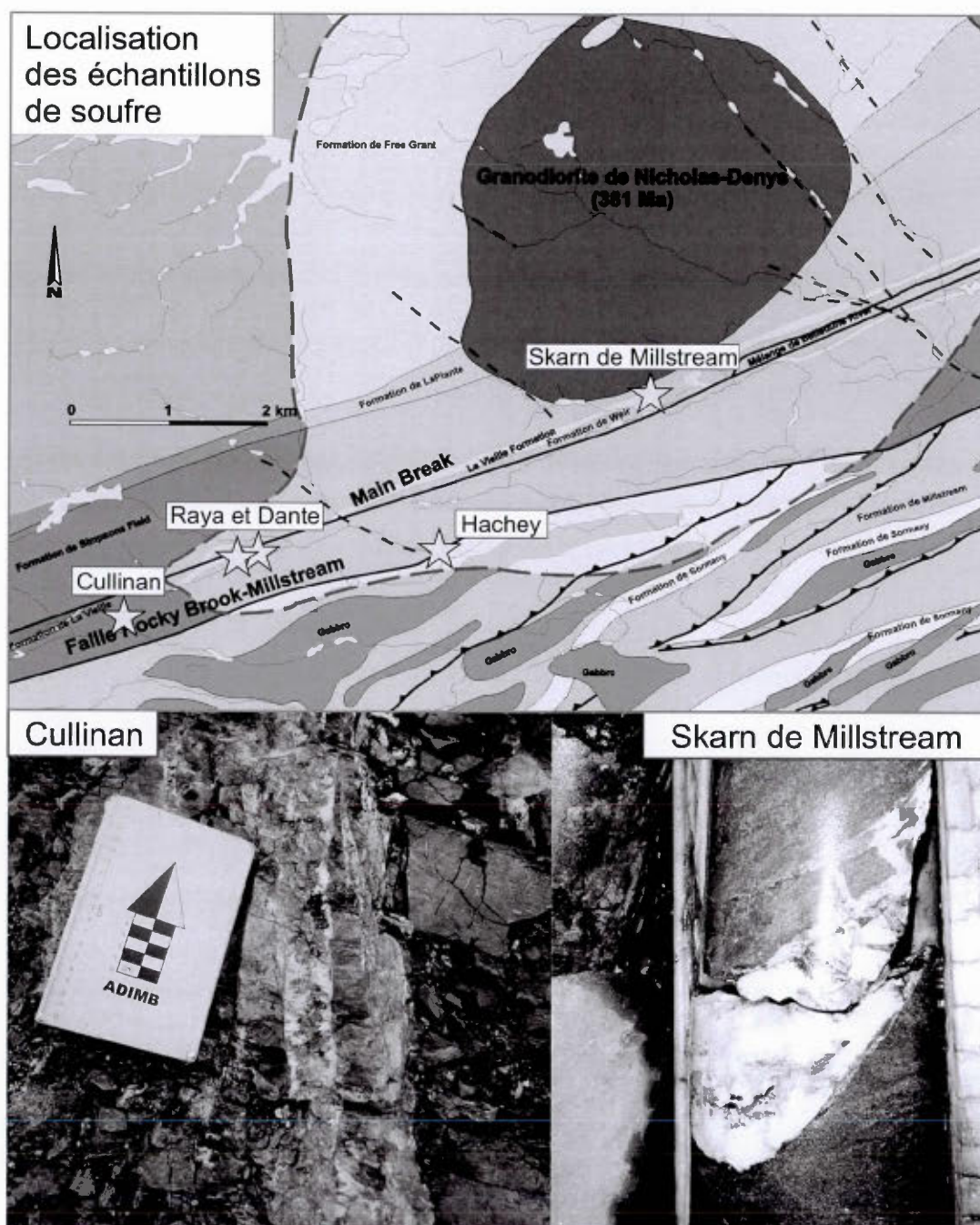


Figure 4.11 Localisation de l'ensemble des échantillons pour l'isotopie du soufre. Les analyses effectuées pour ce mémoire ont été récoltées sur les zones de Cullinan, Raya-Dante et du gîte de Millstream. La veine de Cullinan a aussi été échantillonnée pour les analyses d'isotopes de plomb.

4.5.2.2 Isotopie du plomb

Deux échantillons, prélevés en surface sur les indices de Raya et de Cullinan, ont été analysés au laboratoire du GEOTOP à l'Université du Québec à Montréal. Afin de mener à bien les analyses isotopiques de plomb, l'échantillonnage se fait à l'aide de cristaux de galène des veines minéralisées. La composition chimique de la galène, PbS, ne contient ni d'uranium ni de thorium et aurait permis une conservation optimale des ratios isotopiques depuis sa cristallisation (Allègre et Dyon, 2005).

Les analyses ont été effectuées sur un MC-ICP-MS de type Nu Plasma II en mode statique sur une cage de Faraday (Belshaw *et al.*, 1998). En amont, une membrane de désolvatation Aridus II permet d'augmenter la sensibilité en Pb d'un facteur 10. Chaque échantillon est diluée afin d'obtenir environ 25 ppb Pb. Ceux-ci sont ensuite mis en solution dans du HNO₃ à 2% et 5 ppb de thallium afin d'y évaluer le biais de masse instrumental, tel que décrits dans Woodhead, (2002). Des étalons NIST-981 sont mesurés tout au long de la séquence analytique, à chaque 5 inconnus.

Les échantillons ayant un rapport U/Pb et Th/Pb élevé nécessitent des corrections, car la présence d'uranium et de thorium rend les signatures plus radiogéniques. Les isotopes de plomb provenant de la désintégration d'uranium et de thorium viennent s'ajouter aux isotopes de plomb déjà présent dans le système et, par conséquent, faussent les signatures isotopiques. Les échantillons de la minéralisation sur l'ensemble des décapages n'ont pas relevé la présence d'uranium ou de thorium. Cependant, la quantité minimale pouvant être analysée par la méthode ME-ICP41, effectuée par les laboratoires ALS Minerals, est de 10 ppm pour l'uranium et de 20 ppm pour le thorium ce qui laisse considérer que leur présence ne peut être exclue.

Les signatures isotopiques plombifères des veines à Pb-Zn recoupant la séquence silurienne incluent les résultats des analyses des indices de Raya et de Cullinan ainsi que les signatures de Deakin, (2011) effectuées sur le gisement Nigadoo et l'indice de

Cullinan (Tableau 4.4). L'ensemble des signatures isotopiques plombifères des veines de Hachey, recoupant la séquence ordovicienne, a été effectué par Deakin, (2011).

4.5.3 Résultats

4.5.3.1 Isotopie du soufre

L'histogramme suivant (figure 4.12) montre les valeurs isotopiques du soufre mesurées à partir d'échantillons prélevés sur les décapages de Dante, de Raya et de Hachey. La gamme des valeurs s'étend de -3,2 ‰ à 4,8 ‰ avec une valeur médiane à 2,8 ‰. Les valeurs isotopiques des différents sulfures s'étendent de -3,2 ‰ à 3,6 ‰ pour la galène, de -1,05 ‰ à 4,3 ‰ pour la sphalérite, de 0,1 ‰ à 4,8 ‰ pour la pyrite, de -0,8 ‰ à 3,9 ‰ pour l'arsénopyrite, et de 2,5 ‰ à 3,9 ‰ pour la pyrrhotite.

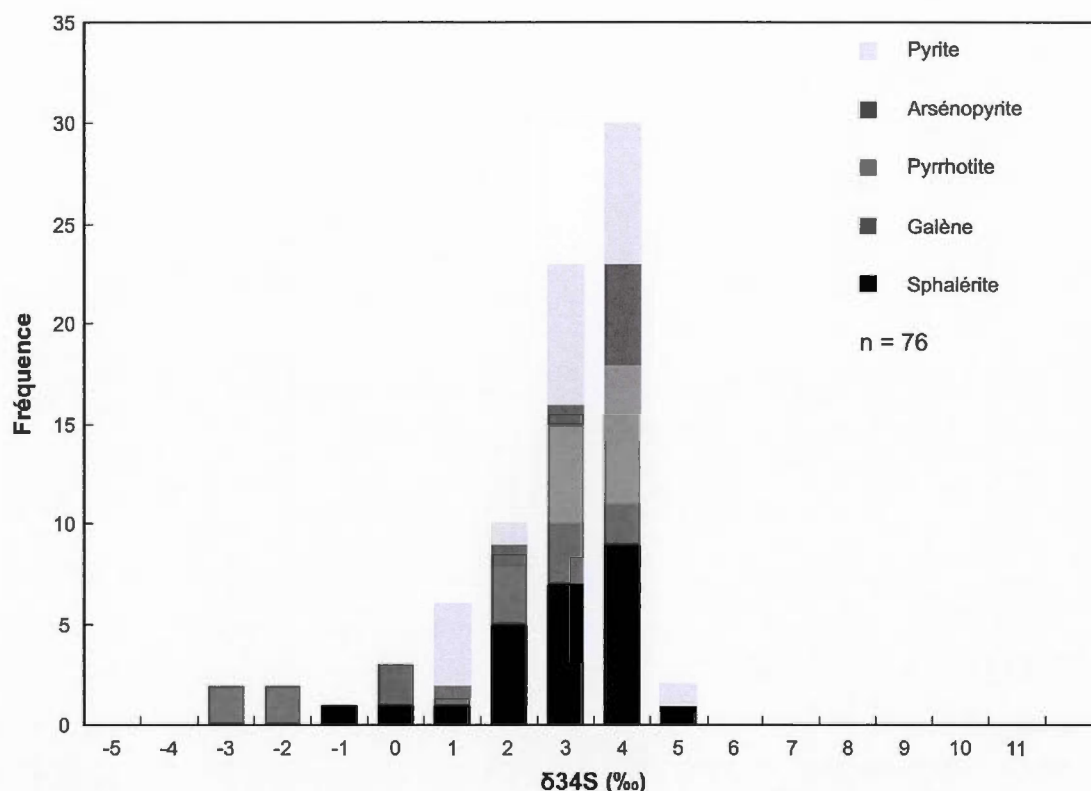


Figure 4.12 Histogramme montrant la gamme des valeurs isotopiques sur les indices de Raya, de Dante, et du gîte de Hachey (modifiée de Deakin, 2011).

Afin de déterminer une température de cristallisation grâce à la paire de sulfures, leur valeur de $\delta^{34}\text{S}$ a été soustraite (Tableau 4.2) puis intégrée dans plusieurs équations. Les équations de Czamanske et Rye (1974), Kajiwara et Krouse (1971) et Grootenboer et Schwarcz (1969) permettent d'obtenir plusieurs résultats de température (Beaudoin et Therrien, 2009). Ces méthodes géothermométriques sont relativement très proches (Tipping *et al.*, 2003) et fournissent des résultats fiables.

| Numéro de l'échantillon | Localisation | Minéral | $\delta^{34}\text{S}$ (‰) | $\delta^{34}\text{S}_{\text{Sphl}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{Gal}}$ |
|-------------------------|---------------|------------|------------------------------|--|
| CM-GS2-Gal | Raya (forage) | Galène | -2.88 | 1.83 |
| CM-GS2-Sphl | Raya (forage) | Sphalérite | -1.05 | |

| | | | | |
|---------------|------------------------------|------------|-------|------|
| CM-RAYANW-Gal | Raya (surface) | Galène | -2.26 | 1.42 |
| CM-RAYANW-Gal | Raya (surface) | Sphalérite | -0.84 | |
| CM-GSK-Gal | Skarn de Millstream (forage) | Galène | 1.41 | 2.15 |
| CM-GSK-Sphl | Skarn de Millstream (forage) | Sphalérite | 3.56 | |
| CM-D1-Gal | Dante | Galène | 0.69 | 0.19 |
| CM-D1-Sphl | Dante | Sphalérite | 0.88 | |

Tableau 4.2 Échantillon des paires de sphalérites-galènes analysées et les valeurs soustraites obtenues.

Les trois paires d'échantillons sur l'indice de Raya et sur le gîte de Millstream montrent des températures variant entre 268 et 428 °C (Tableau 4.3). La paire d'échantillons sur l'indice de Dante indique des températures excessives variant de 1235 à 1778°C. Cette dernière gamme de température obtenue suggère que la paire de sulfures analysée n'était pas en équilibre isotopique lors de leur cristallisation. Les sulfures auraient donc précipité à des périodes distinctes lors de conditions physico-chimiques distinctes.

| Localisation | $\delta^{34}\text{S}_{\text{Sphl}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{Gal}}$ | Czamanske et Rye (1974) | Kajiwara et Krouse (1971) | Grootenboer et Schwarcz (1969) | Moyenne de Température |
|---------------------|--|-------------------------|---------------------------|--------------------------------|------------------------|
| Raya | 1.83 | 345°C | 388°C | 311°C | 348°C |
| Raya | 1.42 | 428°C | 477°C | 385°C | 430°C |
| Skarn de Millstream | 2.15 | 297°C | 336°C | 268°C | 300,3°C |

| | | | | | |
|-------|------|--------|--------|--------|--------|
| Dante | 0.19 | 1646°C | 1778°C | 1235°C | 1553°C |
|-------|------|--------|--------|--------|--------|

Tableau 4.3 Températures obtenues pour les différentes paires échantillonnées. Les calculs ont été réalisés grâce au Calculateur du Fractionnement des Isotopes Stables de Beaudoin et Therrien (2009).

4.5.3.2 Isotopie du plomb

La gamme de valeurs isotopiques de plomb pour les veines recoupant les unités ordoviciennes sont de : 18,06 à 18,12 pour le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15,54 à 15,57 pour le rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et de 38,00 à 38,13 pour le rapport $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$. Le spectre de valeurs isotopique de plomb pour les veines recoupant les unités siluro-dévonien sont de : 18,14 à 18,16 pour le rapport $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, 15,56 à 15,59 pour le rapport $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et 38,01 à 38,12 pour le rapport $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (figure 4.13).

| Localité | $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ | $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ |
|--|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|
| Hachey, veines recoupant les unités ordoviciennes (Deakin, 2011) | 18.110 | 15.550 | 38.050 |
| | 18.100 | 15.570 | 38.080 |
| | 18.100 | 15.570 | 38.100 |
| | 18.120 | 15.580 | 38.110 |
| | 18.110 | 15.560 | 38.050 |
| | 18.100 | 15.540 | 38,000 |
| | 18.120 | 15.570 | 38.100 |
| | 18.120 | 15.570 | 38.080 |
| | 18.110 | 15.560 | 38.090 |

| | | | |
|--|--------|--------|--------|
| | 18.110 | 15.560 | 38.070 |
| | 18.100 | 15.560 | 38.090 |
| | 18.110 | 15.570 | 38.130 |
| | 18.110 | 15.570 | 38.080 |
| | 18.060 | 15.550 | 38.080 |
| Veines recoupant le porphyre de Nigadoo (Deakin, 2011) | 18.160 | 15.590 | 38.060 |
| | 18.140 | 15.560 | 38.010 |
| | 18.140 | 15.560 | 38.010 |
| Cullinan (Deakin, 2011) | 18.160 | 15.590 | 38.120 |
| Cullinan | 18.150 | 15.577 | 38.083 |
| Raya | 18.155 | 15.577 | 38.053 |

Tableau 4.4 Ensemble des échantillons pour l'isotopie du plomb.

Les rapports isotopiques $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des indices de Cullinan et de Raya sont comprises dans la gamme de valeurs des veines du gisement de Nigadoo. L'ensemble des veines recoupant les séquences ordoviciennes et siluro-dévonienues possède des valeurs $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ relativement similaires. Quant au ratio $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ de ce dernier ensemble de veines, les signatures sont semblables aux plutons dévoniens de Nicholas-Denys et d'Antinouri Lake.

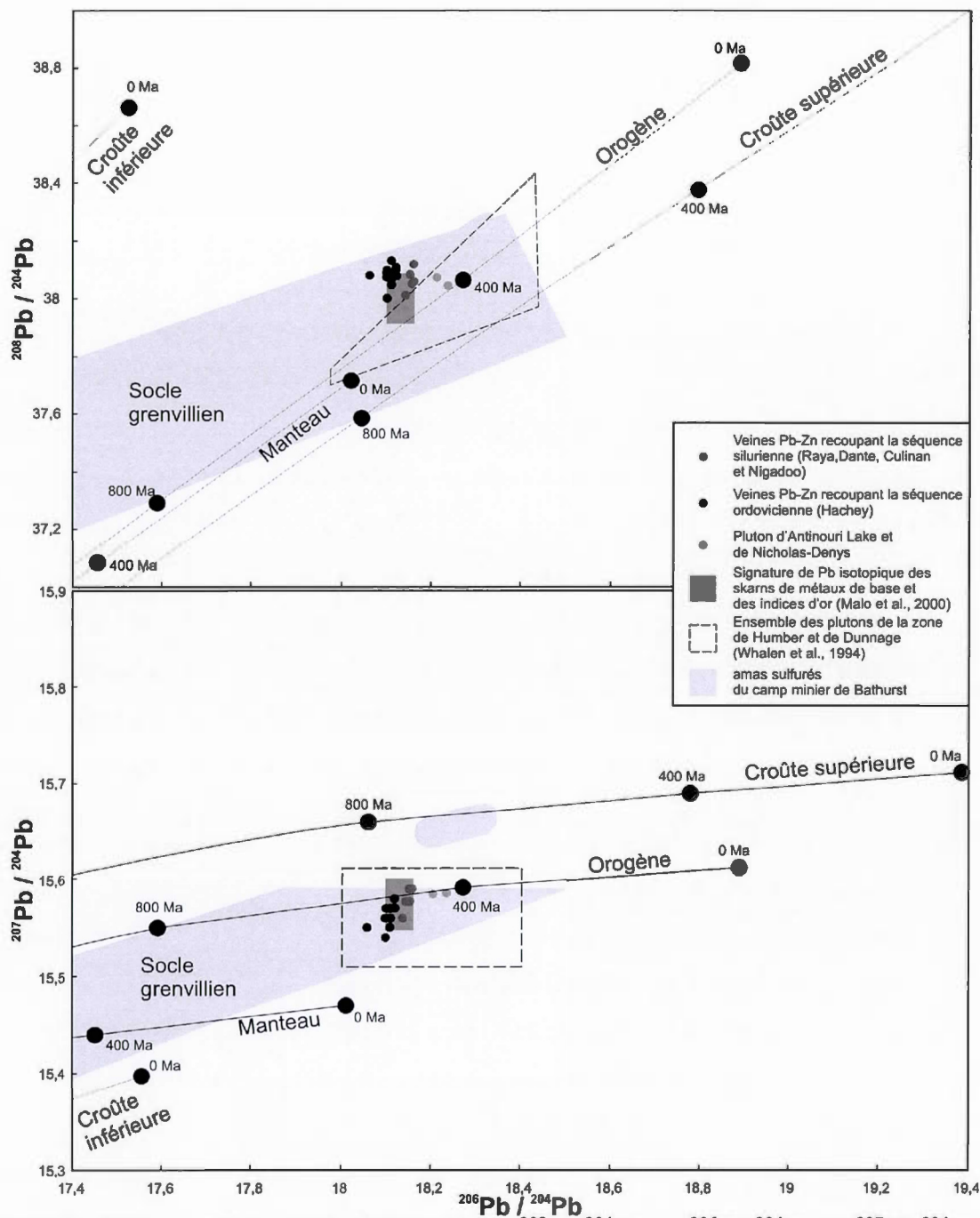


Figure 4.13 Diagramme isotopique de $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ et $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ montrant les signatures isotopiques des veines Pb-Zn recoupant la séquence silurienne (points rouges) et la séquence ordovicienne (points noirs) ainsi que les signatures isotopiques des plutons de Nicholas-Denys, d'Antinouri Lake et des skarns de métaux de base et des indices d'or (Malo *et al.*, 2000). Les courbes

croûte inférieure, manteau, orogène et croûte supérieure proviennent des données de Zartman et Doe (1981).

4.5.4 Interprétation

4.5.4.1 Isotopie du soufre

La gamme de valeur entre -3,2 ‰ et 4,8 ‰, relativement étroite (Deakin, 2011) et proche de 0 ‰, suggère une importante contribution de soufre d'origine magmatique (Allègre et Dyon, 2005). Cependant, le fait que la valeur médiane soit légèrement décalée du 0 ‰ magmatique pourrait suggérer un mélange du soufre magmatique avec le soufre des eaux connées des roches encaissantes. À savoir, la gamme des signatures sédimentaires se situe entre : (1) 8 et 20 ‰ pour les roches sédimentaires de la période ordovicienne (McCutcheon *et al.*, 1993); 5 et 15 ‰ pour les roches sédimentaires de la période silurienne, avec des valeurs de ~5 ‰ au Wenlockien (Goodfellow et Jonasson, 1984); (3) et entre 12 et 37 ‰ pour la période dévonienne.

Sous ce rapport, les valeurs isotopiques de deux gîtes minéralisés au Nouveau-Brunswick ont été corrélées avec les valeurs isotopiques de la pyrite sédimentaire du bassin de Selwyn pour les périodes correspondantes, soit le gîte de Shingle Gulch East encaissé dans les roches du Dévonien inférieur (Walker et Douglas, 2012) et le gisement de Brunswick 12 encaissé dans les roches de l'Ordovicien moyen (Goodfellow et Peter, 1996). Ainsi, si un mélange entre le fluide minéralisateur d'origine magmatique et les roches sédimentaires avait eu lieu, ce mélange se serait effectué essentiellement avec les roches d'âge Wenlock-Ludlow des formations de La Vieille et de Simpsons Field. En effet, de faibles valeurs isotopiques ont été reconnues pour cette même période dans le bassin de Selwyn, soit des signatures de pyrite d'eau océanique entre 5 et 10 ‰ (Goodfellow et Peter, 1996).

La gamme de température obtenue, entre 268 et 428 °C, est en accord avec les températures calculées dans les environnements géologiques des gîtes de skarn à Pb-Zn (Megaw *et al.*, 1988). Les températures des veines recoupant le gîte de Millstream sont similaires à celles obtenues sur l'indice de Raya, ce qui implique des conditions d'emplacement équivalentes des veines à Pb-Zn sur ces deux zones. Ces conditions semblables pourraient traduire la présence de circulations hydrothermales périplutoniques. Ces dernières pourraient être actives pendant plusieurs millions d'années grâce à la chaleur du pluton (Jébrak et Marcoux, 2008). En revanche, l'absence de datation isotopique et d'indices géologiques postérieurs rend la période de cristallisation difficile à préciser.

4.5.4.2 Isotopie du plomb

Les signatures $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ des veines à Pb-Zn-Ag de la séquence ordovicienne sont moins radiogéniques que les signatures localisées dans les unités siluro-dévonienues et encore moins radiogéniques que la signature des plutons d'Antinouri Lake et de Nicholas-Denys alors que les signatures $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sont globalement similaires (figure 4.13). Pour ce qui est des signatures isotopiques des veines à Pb-Zn sur le diagramme $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, celles-ci se situent proche de la courbe d'évolution du plomb orogénique. Outre cela, ces dernières intègrent la zone de signature des plutons des zones de Humber et de Dunnage ainsi que les signatures des gîtes de métaux de base et des indices d'or dans la région sud-gaspésienne.

Les gisements de sulfures massifs volcanogènes du camp minier de Bathurst sont d'une part associés avec des textures syngénétiques omniprésentes (McCutcheon *et al.*, 1993) et ont, d'autre part, des signatures étroitement associées à la courbe d'évolution du plomb de la croûte supérieure. Sur la figure 4.13, les signatures des

gisements syngénétiques du camp minier de Bathurst se distinguent clairement des veines à Pb-Zn, ce qui suggère une source distincte entre ces minéralisations de type épigénétique et syngénétique. Les signatures des plutons siluro-dévonien, des gîtes skarnifères de métaux de base de la région sud de Gaspé, du gîte épigénétique de Hachey ainsi que les indices de Raya, de Dante et de Cullinan suggèrent qu'ils partagent tous la même source, soit une fusion partielle du socle grenvillien (Whalen *et al.*, 1994). D'ailleurs, les signatures isotopiques du gisement de Nigadoo, soit des veines à Pb-Zn recoupant une intrusion porphyrique d'âge Dévonien, suggèrent que la source de ces minéralisations serait celle du plutonisme du Dévonien supérieur.

L'écart des signatures de $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ pourrait être attribué : (1) à la présence sporadique de ^{238}U dans les différents systèmes encaissant la minéralisation, l'isotope d'uranium le plus abondant dans la nature produisant ^{206}Pb par la désintégration radioactive (Allègre et Dyon, 2005); et/ou (2) à une dérive analytique du spectromètre de masse effectuée par les différents laboratoires.

CHAPITRE V

DISCUSSION

5.1 Modèles génétiques

La minéralisation du gîte de Hachey a été interprétée et comparée à des gisements exhalatifs sulfurés par Deakin *et al.*, (2015). Quant à nos travaux sur les trois indices de cette étude, soit Raya, Dante et Hachey, ces derniers sont interprétés comme des gîtes filoniens partageant plusieurs caractéristiques avec les gisements à Pb-Zn de type skarn distal.

Les différentes observations et interprétations proposées par Deakin *et al.*, (2015), suggérant un gîte de type SEDEX remobilisée, sont : (1) une minéralisation concordante à la stratification; (2) des zones d'altération configurées de façon asymétrique de part et d'autre de la minéralisation ainsi qu'une disposition verticale basculée du système concordant avec le plissement régional; (3) une minéralisation déformée; et (4) une orientation ONO-ESE de la foliation principale et de la minéralisation qui indiquerait une mise en place antérieure à la déformation.

Durant les travaux de terrain relié à ce mémoire, différents faciès, typiques d'environnements hydrothermaux avoisinant des plutons, ont été reconnus: (1) une minéralisation discordante sur l'ensemble des unités géologiques; (2) une paragenèse minérale dominée par un assemblage à pyrrhotite-sphalérite-galène-pyrite +/- chalcopyrite suivie d'un assemblage tardif à pyrite-arsénopyrite; (3) des indices de

minéralisation d'origine hydrothermale tels qu'indiqués par la présence de calc-silicates automorphes, soit des cristaux d'actinotes-trémolites et d'épidotes, de carbonates et de chlorite associés à la minéralisation; (4) des textures de brèches hydrauliques et d'ébullition localement préservées dans des veines d'extension; (5) une altération hydrothermale tardive du faciès schiste vert par rapport à l'altération à quartz-feldspaths-séricite/muscovite dominante dans l'encaissant; (6) des signatures isotopiques typiquement magmatiques et similaires à celles des plutons siluro-dévonien adjacents; et (7) une position géographique au sein même de l'auréole métamorphique et à une distance relativement éloignée par rapport au pluton de Nicholas-Denys.

5.2 Modèle hydrothermal-magmatique

Les skarns à Zn se différencient d'autres gisements comme les gîtes Pb-Zn d'origine sédimentaire de type Mississippi Valley, par la présence de calc-silicates et d'une altération en séricite (Meinert *et al.*, 2005; Jébrak et Marcoux, 2008). Il est cependant intéressant de noter que des veines à Pb-Zn-Ag, associées à des failles décrochantes en bordure de plutons felsiques, ont été attribuées à une circulation hydrothermale en domaine continental (Beaudoin et Sangster, 1992), soit, entre autres, dans la cordillère américaine et canadienne ainsi que dans le district de Freiberg en Allemagne. Ces derniers types de gisements sont cependant caractérisés par la présence de sidérite ou magnétite et par l'absence de minéraux calco-silicatés. Les minéralisations à Pb-Zn-Ag occupent généralement une position distale par rapport aux plutons felsiques à intermédiaires auxquels elles sont associées. Leur mise en place s'effectue sous une large gamme de température. Ainsi, différents faciès ont été reconnus en fonction de la distance par rapport aux plutons; ce sont, selon une

distance croissante par rapport à la source magmatique, des minéralisations riches en minéraux calco-silicatés, des minéralisations appauvries en minéraux calco-silicatés et des veines ou corps massifs minéralisés ne contenant pas de minéraux calco-silicatés.

L'automorphisme des calc-silicates suggère une mise en place en régime d'extension postérieure à l'orogénèse Acadienne. Dans le même ordre d'idée, la morphologie du pluton de Nicholas-Denys suggère que sa mise en place est postérieure au paroxysme de la transpression dextre Acadienne. Par contre, la présence de structures d'orientation similaire aux failles subsidiaires (de type Riedel) présentes au sein du pluton indique aussi une certaine contemporanéité avec les structures transpressives régionales. C'est pourquoi l'emplacement du pluton de Nicholas-Denys peut être considéré comme un processus purement syn-tectonique. L'assemblage minéralogique syn-déformation est caractérisé par des minéraux déformés qui appartiennent au métamorphisme du faciès schiste vert et inclut l'actinote-trémolite, la calcite et le quartz. La séquence sédimentaire de la Ceinture de Gaspé est affectée par un métamorphisme régional de faible grade, où les faciès n'atteignent pas le schiste vert (Malo, 2001; Wilson, 2003), c'est pourquoi les altérations au faciès schiste vert sont plutôt attribuées au plutonisme tardi-orogénique du Dévonien supérieur. Quant au métamorphisme de contact, les études cartographiques et géophysiques de Walker *et al.*, (1993) indiquent, d'une part, que l'auréole métamorphique méridionale a été affectée par la faille Rocky Brook-Millstream et, d'autre part, que l'extension de cette auréole est plus importante au NE. Ce schéma est cohérent avec une asymétrie reliée à une transpression dextre qui aurait donc permis une extension de l'altération au SO du pluton (figure 5.2).

La structure des veines à Pb-Zn ainsi que les textures minéralogiques associées indiquent que le processus de minéralisation aurait agi lors des incréments tardifs du décrochement dextre (figure 5.1).

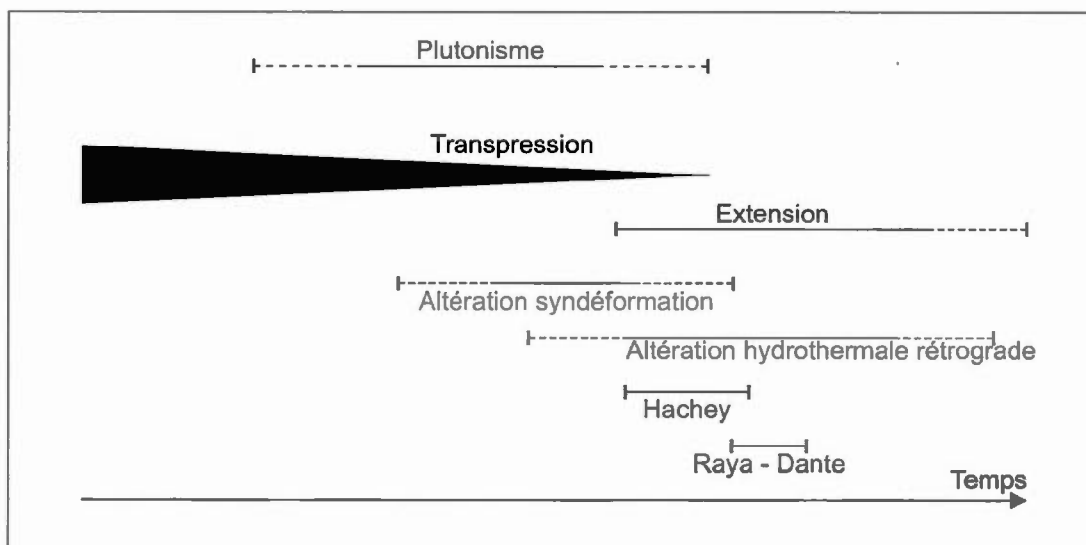


Figure 5.1 : Chronologie relative des événements tectoniques, métamorphiques et métallogéniques montrant que la minéralisation des gîtes de Raya, de Dante et de Hachey, pénécotemporaine d'une altération hydrothermale rétrograde, s'est mise en place dans un régime d'extension après la transpression Acadienne. Le plutonisme et l'assemblage syn-métamorphique, dominé par de la séricite, seraient contemporains des déformations tardives de l'orogénèse Acadienne (Walker *et al.*, 1993).

Le régime en extension, dominant lors de la mise en place de la minéralisation hydrothermale, pourrait être attribué à un effondrement tectonique associé avec l'orogénèse Acadienne, un processus commun lors des phases tardives de collision orogénique (Dewey, 1988).

Sur les trois indices étudiés, les minéraux métamorphiques présents sont actinote-trémolite, séricite, feldspaths-K, chlorite, carbonates et épidote, soit un assemblage typique du faciès schiste vert. La présence de séricite dans la roche encaissante intègre les altérations typiques des gîtes filoniens de métaux de base (Barnes, 1997). L'assemblage métamorphique du faciès schiste vert associé avec des sulfures tels que pyrrhotite, sphalérite, galène et chalcoppyrite représente une altération propylitique caractéristique d'environnements périplutoniques (Barnes, 1997). Les caractéristiques de la minéralisation, incluant la présence de sulfosels à Bi-Pb-Ag-Sb au sein des sulfures, sont similaires à celles de l'ancienne mine de Nigadoo. Grâce à une étude du

gîte de Nigadoo, McCutcheon *et al.*, (1992) ont effectué une comparaison avec le gisement de Mount Pleasant dans le sud du Nouveau-Brunswick. Ce dernier est associé à des plutons d'âge Dévonien supérieur, semblables aux plutons d'Antinouri Lake et de Nicholas Denys, les auteurs ont ainsi souligné le potentiel en étain, tungstène, molybdène et indium associés à ces plutons.

Un assemblage tardif à pyrite-arsénopyrite a été reconnu dans plusieurs systèmes hydrothermaux magmatiques, notamment, (1) sur le gîte de Crnac au Kosovo où il est précédé par une minéralisation à galène-sphalérite +/- chalcopryrite (Borojević Šoštarić *et al.*, 2011) et (2) dans le secteur d'Ann's Creek, soit dans la zone de Raya-Dante, où il est associé avec des sulfures de chalcopryrite, galène, pyrrhotite, sphalérite et une altération chloritique ainsi que des teneurs de 13,37 g/t Au et de 2,06 g/t Ag sur 1,5 m (Indice de Zarina; Walker *et al.*, 1991; New Brunswick Department of Natural Resources, 2014). Les travaux de synthèse de Sillitoe et Bonham (1990) sur différents districts skarnifères dans le monde (Malaisie, Pérou, Nevada et Utah) suggèrent que les skarns aurifères sont spatialement associés à des skarns distaux riches en métaux de base. Ce modèle périplutonique a d'ailleurs été proposé dans la région de Gaspé, le long de la faille de Grand Pabos-Restigouche pour les gîtes de Reboul et de Saint-André-de-Restigouche (Malo *et al.*, 2000).

Les indices de Dante et de Raya, ainsi que le gîte de Hachey, possèdent non seulement une paragenèse et des textures minéralogiques similaires à celles de gîtes à Pb-Zn hydrothermaux-magmatiques du Kosovo, du Mexique et des États-Unis, mais montrent aussi des valeurs isotopiques similaires. Les signatures isotopiques de soufre et de plomb sont équivalentes à celles des plutons siluro-dévonien et sont conformes avec les faciès minéralogiques et d'altérations des skarns à Pb-Zn (Megaw, 1998; Meinert *et al.*, 2005). La gamme de température entre 268 et 428 °C, déduite des signatures isotopiques de soufre, est aussi en accord avec la présence de sphalérite noire associée avec des minéraux calco-silicatés. Des signatures

isotopiques de soufre et des températures déduites similaires, soit aux alentours de 300 °C, ont été reconnues pour les gisements hydrothermaux-magmatiques de Crnac (Kosovo; Borojević Šoštarić *et al.*, 2011), de Deer Trail (Utah; Beaty *et al.*, 1986), et de Leadville (Colorado; Thompson et Beaty, 1990).

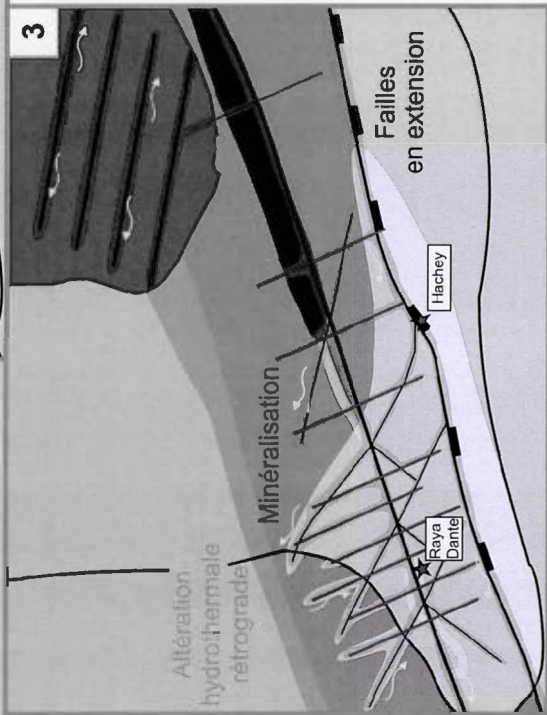
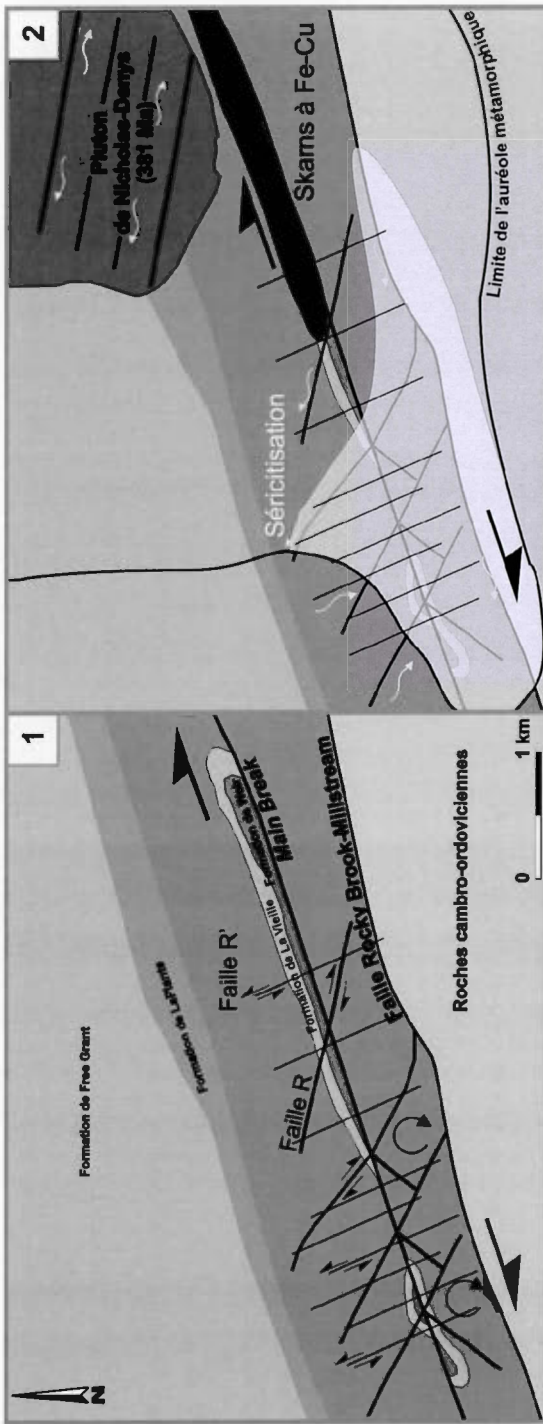


Figure 5.2 Étapes de formation des structures, des altérations et de la minéralisation sur la propriété de Nicholas Denys : (1) décrochement dextre, formation de failles subsidiaires R et R' et rotation de blocs rigides dans le secteur d'Ann's Creek, (2) mise en place du pluton de Nicholas-Denys, des skarns à Fe-Cu adjacents et de l'auréole métamorphique, engendrant une séricitisation dans le secteur d'Ann's Creek dans un régime transpressif, et (3) régime essentiellement en extension où se développe l'altération hydrothermale rétrograde et la minéralisation associée grâce aux fluides circulant via les structures formées pendant le décrochement dextre.

Dans un autre ordre d'idées, d'autres faciès et/ou d'autres substances économiques peuvent être associés aux gîtes à Pb-Zn; par exemple, des veines à Pb-Zn recoupant des roches mafiques altérées en carbonates-séricite-pyrite ont été reconnues au Kosovo (Borojević Šoštarić *et al.*, 2011). De ce point de vue, le Mélange de la Rivière Belledune, contenant des roches gabbroïques, pourrait constituer une hétérogénéité permettant d'accueillir la minéralisation (Walker *et al.*, 1991).

5.3 Un modèle exhalitif pour le gîte de Hachey?

Suite à nos propres observations et analyses, nous croyons que les arguments de Deakin *et al.*, (2015) appuyant l'hypothèse d'une origine exhalative ne supportent pas ce modèle pour les différentes raisons suivantes : (1) l'absence de textures syngénétiques et/ou l'absence d'indications d'une diffusion précoce (pré-déformation) de la minéralisation dans l'encaissant; (2) une minéralisation discordante qui n'est pas (ou très peu) déformée alors que l'encaissant, recoupé par les filons minéralisés, est affecté par un clivage de crénulation; et (3) des signatures isotopiques typiquement magmatiques.

Nous n'avons observé aucune texture indiquant la présence d'une minéralisation syngénétique sur ce gîte qui a été altéré, rappelons-le, au faciès du schiste vert. Or, les

gisements exhalatifs volcanogènes et sédimentaires (VMS et SEDEX) ayant subi du métamorphisme régional au faciès schiste verts ou amphibolite et de la déformation conservent généralement des textures d'origine syngénétique; par exemple, le gisement de Kholodninskoe en Russie, métamorphisé au faciès du schiste vert supérieur (Chang *et al.*, 2008), ou encore celui de Broken Hill en Australie (Vokes *et al.*, 1998), métamorphisé au faciès de l'amphibolite-granulite. L'ensemble des gisements de type VMS du camp minier de Bathurst montre d'ailleurs une préservation de textures primaires syngénétiques. De plus, l'assemblage minéralogique des sulfures de ces derniers gisements est dominé par de la pyrite et associé avec de la magnétite, alors que la pyrrhotite est quant à elle accessoire (McCutcheon *et al.*, 1993). La magnétite, sur le gîte de Hachey, est totalement absente, ce qui suggère des conditions de mise en place différentes de celles des gisements de Bathurst.

Les déformations des roches encaissantes d'âge Ordovicien, fortement foliées et plissées, contrastent avec la minéralisation localement étirée au sein de la veine. C'est pourquoi, les interprétations de Deakin *et al.*, (2015) sur le gîte de Hachey ne peuvent provenir d'un contexte volcano-sédimentaire ordovicien car une minéralisation pré-déformation se retrouverait plissée, de la même façon que les roches encaissantes. Les textures de minéralisation déformée observées localement sur les lames minces effectuées sur Hachey par Deakin *et al.*, (2015) concernent uniquement la pyrrhotite et la sphalérite, soit des sulfures d'une faible dureté sur l'échelle de Mohs (3,5 à 4). C'est pourquoi ces derniers, plus ductiles, pourraient avoir développé un aspect étiré. Par ailleurs, des déformations tardives ont été documentées pour la minéralisation du gisement de Nigadoo (McCutcheon *et al.*, 1992), et pourraient être reliées aux pulsations orogéniques acadiennes tardives. D'autre part, les minéraux calcosilicatés, tel que l'épidote, sont aussi associées à des processus exhalatifs tel que les SMV mais ceux-ci constitue la base du système hydrothermale et se retrouvent relativement éloignés des zones minéralisées (Jébrak et Marcoux, 2008).

Les valeurs $\delta^{34}\text{S}$ des gîtes minéralisés ne peuvent être corrélées avec les gisements sédimentaires exhalatifs parce que ces derniers présentent une dispersion relative importante des valeurs de $\delta^{34}\text{S}$, soit une signature typiquement sédimentaire (Allègre et Dyon, 2005). Pour cette raison, la minéralisation sur le gîte de Hachey ne peut provenir d'un processus de remobilisation. Bien qu'une homogénéisation des pyrites d'origine sédimentaire puisse s'effectuer lors du métamorphisme, l'écart-type élevé des valeurs isotopiques de soufre est préservé sur des intervalles relativement courts dans la séquence sédimentaire (Chang *et al.*, 2008). Les valeurs isotopiques de plomb, quant à eux, se distinguent par une appartenance à la courbe « orogène » de Zartman et Doe (1981) et suggèrent une source différente par rapport aux gisements sulfurés volcanogènes de Bathurst appartenant, quant à eux, à la courbe « croûte supérieure ». Bien que la source du plomb serait essentiellement magmatique, une origine sédimentaire pour les autres métaux ne peut cependant être exclue. Par ailleurs, la gamme de température entre 268 et 428 °C, déduite des signatures isotopiques du soufre de la sphalérite, est plus élevée que les conditions de déposition de la sphalérite de gisements issus de processus exhalatifs (SMV et SEDEX) et de gisements épithermaux neutres (Jébrak et Marcoux, 2008).

5.4 Relations entre le système de faille Rocky Brook-Millstream, le pluton de Nicholas-Denys et la minéralisation

Considérant les contraintes géochronologiques existantes sur la déformation régionale et le plutonisme tardi-Acadien, il semble probable que le pluton de Nicholas-Denys se soit mis en place pendant un cisaillement dextre centré sur la zone de faille de Rocky Brook-Millstream. Des relations structurales similaires existent ailleurs dans le monde, par exemple, entre les filons à Zn-Ge-Ag-Pb-Cd de St-Salvy et le pluton

granitique syntectonique du Sidobre de la chaîne Hercynienne du Massif Central en France. En effet, les travaux de Cassard *et al.*, (1994) sur les filons de St-Salvy ont démontré que le pluton de Sidobre se serait comporté comme un noyau rigide lors de son refroidissement, favorisant ainsi la formation d'une zone abritée vis-à-vis des forces compressives en action et la mise en place de structures minéralisées (figure 5.3).

Selon les relevés géophysiques de Puma Exploration Inc. (Communiqué de Puma Exploration, 2014), les linéaments magnétiques visibles sur la partie sud du pluton suggèrent que cette zone est davantage affectée par des structures génétiquement associées à la faille Rocky Brook-Millstream. Les ouvertures favorables à la formation des veines minéralisées pendant le décrochement sont généralement des structures possédant une orientation proche de σ_1 . Sur l'indice de Dante, on remarque que la structure dextre de type R possède une largeur plus importante que les structures senestres associées. De plus, les linéaments magnétiques visibles au SO du pluton de Nicholas-Denys suggèrent la présence de structures orientées $\sim N100$, ce qui est donc à peu près parallèle aux structures dextres minéralisées que nous avons étudiées et cohérent avec une circulation hydrothermale plus importante le long de cet axe (figure 5.4).

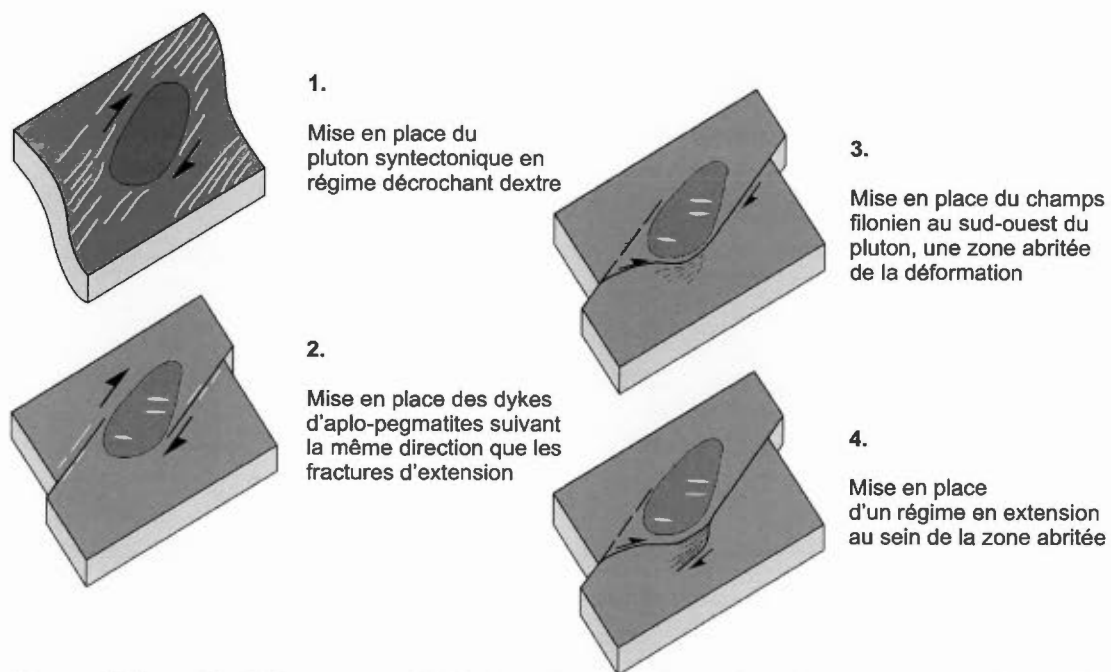


Figure 5.3 Modèle structural de la mise en place du pluton syntectonique du Sidobre et du champs filonien de St Salvy (modifiée de Cassard *et al.*, 1994).

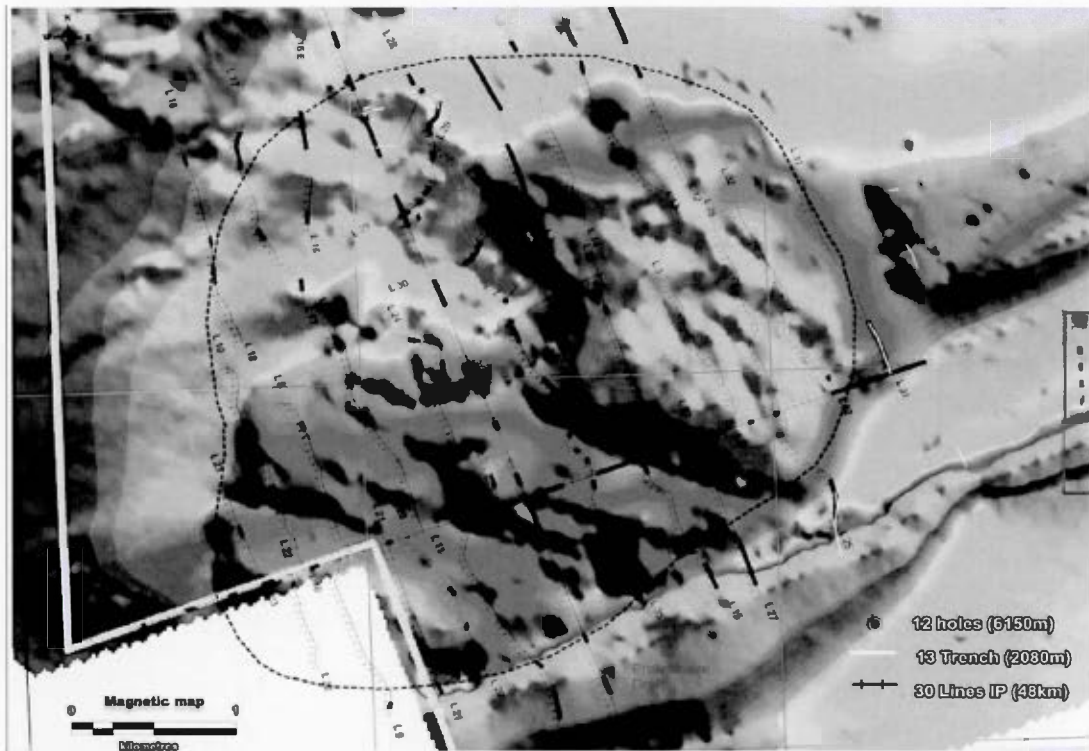


Figure 5.4 Carte magnétique du pluton de Nicholas-Denys. Le pluton, délimité par les pointillés, peut se diviser en trois zones : une zone Est fortement magnétique, une zone Nord non-magnétique et une zone Sud-Ouest caractérisée par des structures (linéaments) orientées $\sim N100$. Au sud du pluton, l'anomalie magnétique positive d'orientation ENE-OSO correspond à la faille Rocky Brook-Millstream.

De plus, les dykes aplitiques et porphyriques cartographiés par Davies *et al.*, (1969) et par Walker *et al.*, (1991), pourraient représenter des hétérogénéités/discontinuités favorables à la mise en place de la minéralisation, tel que c'est le cas sur le gîte de St-Salvy (Cassard *et al.*, 1994).

CHAPITRE VI

CONCLUSION

Nous avons déterminé que la minéralisation sur les trois décapages étudiés, soit les indices de Raya, de Dante et le gîte de Hachey, partage des caractéristiques structurales, minéralogiques et géochimiques similaires aux skarns à Pb-Zn. L'activité hydrothermale responsable de la minéralisation s'est déroulée dans un régime d'extension crustale en contexte cassant et sous des conditions métamorphiques rétrogrades du faciès schiste vert reliées à la mise en place du pluton de Nicholas-Denys. Ce dernier a été le moteur thermique de la circulation hydrothermale, ayant été généré grâce au contraste de température entre le magma et les roches encaissantes relativement froides. Les veines encaissant ces gîtes et indices ont été formées grâce aux hétérogénéités lithologiques et aux structures engendrées par un mouvement de cisaillement dextre centré sur la faille Rocky Brook-Millstream. Les fluides minéralisateurs ont pu être piégés dans des unités poreuses plus favorables. Les métallotectes stratigraphiques incluent les unités carbonatées et sédimentaires perméables alors que les métallotectes structuraux sont représentés par les failles, les structures de tension, et les contacts lithologiques incluant les discordances.

La morphologie concordante de ce type de gisement est connue sous le nom de « mantos » (Megaw, 1998) et est représentée par les indices de Raya et de Dante, pour lesquels des textures de remplacement ont été observées au sein de la Formation de La Vieille. La morphologie discordante de ce type de gisement, connue sous le

nom de « cheminées », soit des veines accompagnées de textures bréchiques, se retrouve non seulement sur les indices de Raya et de Dante mais aussi sur le gîte de Hachey. Les skarns distaux à Pb-Zn sont plus connus pour leur faciès de remplacement dans des séries calcaires, mais ils peuvent aussi être encaissés dans des sédiments clastiques et des roches volcaniques (Jébrak et Marcoux, 2008). En effet, des gîtes similaires ont été reconnus dans la région nord du Nouveau-Brunswick, notamment autour du pluton d'Antinouri Lake et de Nicholas-Denys, tel que les gîtes de Madran et de Keymet (Ruitenberg et Fyffe, 1995). De la même manière que sur le gîte de Hachey, ces gîtes sont encaissés par des roches pélitiques, gréseuses et essentiellement basaltiques appartenant au Groupe ordovicien de Fournier.

Un ensemble de minéralisations magmatiques et hydrothermales est associé aux différents épisodes magmatiques de l'orogénèse Acadienne, par exemple, dans la région nord du Nouveau-Brunswick, le porphyre à Cu-Mo de Benjamin River, le gîte à Au d'Upsalquitch Forks et le gîte à Zn-Pb-Ag du Mont Costigan (Ruitenberg et Fyffe, 1995; Walker et Douglas, 2012). Le pluton de Nicholas-Denys quant à lui s'inscrit dans la fin de l'épisode magmatique Acadienne, il serait donc intéressant d'obtenir davantage d'informations, d'une part, sur la (1) durée du processus hydrothermale et, d'autre part, sur (2) les caractéristiques pétrologiques et géochimiques du pluton de Nicholas-Denys.

Aucune relation de recoupement n'a pu être identifiée afin de contraindre les âges les plus jeunes de l'activité hydrothermale. C'est pourquoi il serait intéressant d'effectuer, dans la mesure du possible, une étude géochronologique sur les minéralisations périplutoniques afin d'estimer la durée du processus de convection. Les méthodes de datations géochronologiques pouvant être utilisées sont : (1) la méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ sur micas, et/ou (2) la méthode Re/Os sur des sulfures tels que la molybdénite, la pyrite et l'arsénopyrite. En outre, la mise en place de minéralisations intraplutoniques, soit les coupoles à étain et tungstène ou encore à molybdène, serait

essentiellement pénécontemporains à l'emplacement du pluton (Thorne *et al.*, 2013) mais leur formation pourraient se prolonger jusqu'à 20 Ma (Kontak *et al.*, 2013), ce qui implique un prolongement à la fois du refroidissement du pluton et de la convection périplutonique associée.

Le pluton de Nicholas-Denys a été caractérisé géochimiquement comme un granite de type I suite à une seule et unique analyse effectuée par Whalen *et al.*, (1994). Par ailleurs, les études géophysiques de Puma Exploration Inc. indiquent la présence d'une variation magnétique au sein même du pluton, ce qui implique une variation dans sa composition.

BIBLIOGRAPHIE

Allègre, C. et Dyon, J. (2005). "Géologie isotopique." Belin: 496.

Barnes, H. L. (1997). "Geochemistry of hydrothermal ore deposits."

Beaty, D. W., Cunningham, C. G., Rye, R. O., Steven, T. A. et Gonzalez-Urien, E. (1986). "Geology and Geochemistry of the Deer Trail Pb-Zn-Ag-Au-Cu Manto Deposits, Marysvale District, West-Central Utah." Economic Geology **81**: 1932-1952.

Beaudoin, G. et Sangster, D.F. (1992). "A Descriptive Model for Silver-Lead-Zinc Veins in Clastic Metasedimentary Terranes." Economic Geology **87**: 1005-1023.

Belshaw, N. S., Freedman, P. A., O'nions, R. K., Frank, M. et Guo, Y. (1998). "A new variable dispersion double-focusing plasma mass spectrometer with performance illustrated for Pb isotopes." International Journal of Mass Spectrometry **181**(1): 51-58.

Borojević Šoštarić, S., Palinkaš, L. A., Topa, D., Spangenberg, J. E. et Prochaska, W. (2011). "Silver-base metal epithermal vein and listwaenite types of deposit Crnac, Rogozna Mts., Kosovo. Part I: Ore mineral geochemistry and sulfur isotope study." Ore Geology Reviews **40**(1): 65-80.

Bourque, P. A., Brisebois, D. et Malo, M. (1995). "Gaspé Belt. In The Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland (ed. H. Williams)." Geological Survey of Canada **Geology of Canada**(6): 316-351.

Bourque, P. A., Malo, M. et Kirkwood, D. (2000). "Paleogeography and tectono-sedimentary history at the margin of Laurentia during Silurian to earliest Devonian time: The Gaspé Belt, Quebec." Geological Society of America Bulletin **112**(1): 4-20.

Cassard, D., Chabod, J.-C., Marcoux, É., Bourguine, B., Castaing, C., Gros, Y., Kosakevitch, A., Moisy, M. et Viallefond, L. (1994). "Mise en place et origine des minéralisations du gisement filonien à Zn, Ge, Ag, (Pb,Cd) de Noailhac - Saint-Salvy (Tarn, France)." Chronique de la Recherche Minière(514): 3-37.

Chang, Z., Large, R. R. et Maslennikov, V. (2008). "Sulfur isotopes in sediment-hosted orogenic gold deposits: Evidence for an early timing and a seawater sulfur source." Geological society of America **36**: 971-974.

Clarke, D. B., MacDonald, M. A. et Tate, M. C. (1997). "Late Devonian mafic-felsic magmatism in the Meguma zone, Nova Scotia." MEMOIRS-GEOLOGICAL SOCIETY OF AMERICA: 107-128.

Craig, J.R. et Vaughan, D. J. (1994). "Ore Microscopy and Ore Petrography, Second Edition." John Wiley & Sons, Inc.: 434.

Davies, J. L., Tupper, W. M., Bachinski, D., Boyle, R. W. et Martin, R. (1969). "Geology and mineral deposits of the Nigadoo River-Millstream River area, Gloucester County, New Brunswick." Geological Survey of Canada: 67-49, 70pp.

Deakin, M. K. (2011). "Métallogénie du gîte à Pb-Zn-Ag de Nicholas-Denys, Nouveau-Brunswick." Géologie et Génie géologique - MSc.

Deakin, Michelle K., Beaudoin, Georges et Malo, Michel (2015). "Metallogeny of the Nicholas-Denys Pb-Zn-Ag deposit, Bathurst Mining Camp, Canada." Ore Geology Reviews **66**: 1-24.

Dewey, J. F. (1988). "Extensional collapse of orogens." Tectonics **7**(6): 1123-1139.

Dimitrov, I., McCutcheon, S. R. et Williams, P. F. (2003). "Progress report: structural investigations in the vicinity of the Rocky Brook-Millstream Fault, Gloucester and Restigouche counties, northern New Brunswick." New Brunswick Department of Natural Resources Current Research, 2003-4.

Dimitrov, I., McCutcheon, S. R. et Williams, P. F. (2004). "Stratigraphic and structural observations in Silurian rocks between Pointe Rochette and the southeast Upsalquitch River, northern New Brunswick: A progress report. In: Geological Investigations in New Brunswick for 2003." New Brunswick Department of Natural Resources MRR 2004-4: 1-20.

Drake, A.A., Jr., Sinha, A.K., Laird, J. et Guy, R.E. (1989). "The Taconic orogen, in Hatcher, R.D., Jr., Thomas, W.A., and Viele, G.W., eds., The Appalachian-Ouachita orogen in the United States." Geological Society of America The Geology of North America, F-2: 101-177.

Faure, S., Tremblay, A. et Malo, M. (2004). "Reconstruction of Taconian and Acadian paleostress regimes in the Quebec and northern New Brunswick Appalachians." Canadian Journal of Earth Sciences **41**(5): 619-634.

Fyffe, L. R. (1982). "Taconian and Acadian Structural trends in Central and Northern New Brunswick." Major structural zones and faults of the northern Appalachians. Edited by P. St-Julien and J. Bèland. Geological Association of Canada, Special Paper 24: 117-130.

Fyffe, L. R., Johnson, S. C. et Van Staal, C. R. (2012). "A Review of Proterozoic to Early Paleozoic Lithotectonic Terranes in New Brunswick, Canada and their Tectonic Evolution during Penobscot, Taconic, Salinic and Acadian Orogenesis." Atlantic Geology **47**(0): 211-248.

Goodfellow, W. D. et Jonasson, I. R. (1984). "Ocean stagnation and ventilation defined by $\delta^{34}\text{S}$ secular trends in pyrite and barite, Selwyn Basin, Yukon." Geology **12**(10): 583-586.

Goodfellow, W. D. et Peter, J. M. (1996). "Sulphur isotope composition of the Brunswick No. 12 massive sulphide deposit, Bathurst Mining Camp, New Brunswick: implications for ambient environment, sulphur source, and ore genesis." Canadian Journal of Earth Sciences **33**(2): 231-251.

Jébrak, M. (1997). "Hydrothermal breccias in vein-type ore deposits: A review of mechanisms, morphology and size distribution." Ore Geology Reviews **12**: 111-134.

Jébrak, M. et Marcoux, É. (2008). "Géologie des gîtes minéraux." Ministère des Ressources Naturelles et de la Faune, Québec: 667.

Keppie, J. D. (1993). "Synthesis of Palaeozoic deformational events and terrane accretion in the Canadian Appalachians." Geologische Rundschau **82**(3): 381-431.

Kirkwood, Donna et Malo, Michel (1993). "Across-strike geometry of the Grand Pabos fault zone: evidence for Devonian dextral transpression in the Quebec Appalachians." Canadian Journal of Earth Sciences **30**(7): 1363-1373.

Kontak, Daniel J, Horne, Richard J, Creaser, Robert A, Petrus, Joseph A, Archibald, Douglas et Hanley, Jacob (2013). "A petrological and geochronological study of a 360 Ma metallogenic event in Maritime Canada with implications for lithophile-metal mineralization in the Canadian Appalachians." Canadian Journal of Earth Sciences **50**(11): 1147-1163.

Lavoie, D. et Chi, G. (2006). "Hydrothermal dolomitization in the Lower Silurian La Vieille Formation in northern New Brunswick: geological context and significance for hydrocarbon exploration." Bulletin of Canadian Petroleum Geology **54**(4): 380-395.

MacLellan, H. E., Taylor, R.P. et Gardiner, W. W. (1990). "Geology and geochemistry of Middle Devonian Burnthill Brook granites and related tin-tungsten deposits, York and Northumberland Counties, New Brunswick." New Brunswick Department of Natural Resources Minerals and Energy Division(Mineral Resource Report 4): 95.

Malo, M. (2001). "Late Silurian-Early Devonian tectono-sedimentary history of the Gaspé Belt in the Gaspé Peninsula: from a transtensional Salinic basin to an Acadian foreland basin." Bulletin of Canadian Petroleum Geology **49**(2): 202-216.

Malo, M. et Béland, J. (1989). "Acadian Strike-Slip Tectonics in the Gaspé region, Quebec Appalachians." Canadian Journal of Earth Sciences: 1764-1777.

Malo, M., Moritz, R., Dube, B., Chagnon, A., Roy, F. et Pelchat, C. (2000). "Base metal skarns and Au occurrences in the southern Gaspé Appalachians: distal products of a faulted and displaced magmatic-hydrothermal system along the Grand Pabos-Restigouche fault system." Economic Geology **95**(6): 1297-1318.

Malo, M., Ruffet, G., Pincivy, A. et Tremblay, A. (2008). "A40Ar/39Ar study of oceanic and continental deformation processes during an oblique collision: Taconian orogeny in the Quebec reentrant of the Canadian Appalachians." Tectonics **27**(4): n/a-n/a.

Marcoux, É. (1998). "Lead Isotope systematics of the giant massive sulphide deposits in the Iberian Pyrite Belt." Mineralium Deposita **33**: 45-58.

McCutcheon, S. R., Langton, J. P., van Staal, C. R. et Lentz, D. R. (1993). "Stratigraphy, Tectonic Setting, and Massive Sulfide Deposits of the Bathurst Mining Camp, Northern New Brunswick. In: Guidebook to the metallogeny of the Bathurst Mining Camp. Edited by S.R. McCutcheon." geological Society of CIM Trip #4 of Bathurst '93: 3rd Annual Field Conference: 50-65.

McCutcheon, S. R., Lentz, D. R. et Gardiner, W. W. (1992). "Endogranitic Sn potential beneath the Nigadoo River base-metal vein/ lode deposit, northern New Brunswick." Atlantic Geology.

Megaw, P. K. M. (1998). "Carbonate-Hosted Pb-Zn-Ag-Cu-Au Replacement Deposits: An Exploration Perspective, in Lentz, D. R., ed. , Mineralized Intrusion-Related Skarn Systems." Mineralogical Association of Canada Short Course Series, **V. 26**: 337-358.

Megaw, P. K. M., Ruiz, J. et Titley, R. S. (1988). "High-Temperature, Carbonate-Hosted Ag-Pb-Zn(Cu) Deposits of Northern Mexico." Economic Geology **83**: 1856-1885.

Meinert, L.D., Dipple, G. M. et Nicolescu, S. (2005). "World Skarn Deposits." Economic Geology **100th Anniversary**: 299-336.

Murphy, J.B., van Staal, C. R. et Keppie, J.D. (1999). "Middle to late Paleozoic Acadian orogeny in the northern Appalachians: A Laramide-style plume-modified orogeny?" Geology **27**(7): 653-656.

Nance, R. D. et Linnemann, U. (2008). "The Rheic Ocean: Origin, Evolution, and Significance." GSA Today **18**(12): 4.

Nelson, M. R. et Jones, C. H. (1987). "Paleomagnetism and crustal rotations along a shear zone, Las Vegas Range, Southern Nevada." Tectonics **6**(1): 13-33.

Nicolas, A. (1989). "Principes de tectonique." Masson: 196.

Pinet, N. et Tremblay, A. (1995). "Tectonic Evolution of the Quebec-Maine Appalachians: From Oceanic Spreading to Obduction and Collision in the Northern Appalachians." American Journal of Science **295**: 173-200.

Pollock, J. C., Hibbard, J. P. et van Staal, C. R. (2012). "A paleogeographical review of the peri- Gondwanan realm of the Appalachian orogen." Canadian Journal of Earth Sciences **49**: 259-288.

Robb, L. (2005). "Introduction to Ore-Forming Processes." Blackwell Publishing Company: 384.

Ron, H., Freund, R., Garfunkel, Z. et Nur, A. (1984). "Block rotation by strike-slip faulting: Structural and paleomagnetic evidence." Journal of Geophysical Research **89**(B7): 6256.

Roubault, M. (1963). "Détermination des Minéraux des Roches au microscope polarisant." Éditions Lamarre-Poinat.

Ruitenberg, A. A. et Fyffe, L. R. (1995). "Syn- and post-accretion Granitoid-related Mineralization in New Brunswick; in Chapter 3 of Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland, (ed.) H. Williams; ." Geological Survey of Canada Geology of Canada(6): 769-778.

Sacks, P. E., Malo, M., Trzcienski, Jr W. E., Pincivy, A. et Gosselin, P. (2004). "Taconian and Acadian transpression between the internal Humber Zone and the Gaspé Belt in the Gaspé Peninsula: tectonic history of the Shickshock Sud fault zone." Canadian Journal of Earth Sciences **41**(5): 635-653.

Sillitoe, R.H. (2010). "Porphyry Copper Systems." Economic Geology **105**: 3-41.

Sillitoe, R.H. et Bonham Jr., H.F. (1990). "Sediment-hosted gold deposits: Distal products of magmatic-hydrothermal systems." Geology **18**: 156-161.

Snoke, A.W., Tullis, J. et Todd, V.R. (2014). "Fault-related rocks: a photographic atlas." Princeton University Press.

Spiegel, M. R. (1981). "Théorie et applications de la Statistique." McGraw Hill.

Sullivan, R.W., van Staal, C. R. et Langton, J. P. (1990). "U-Pb zircon ages of plagiogranite and gabbro from the ophiolitic Deveraux Formation, Fournier Group, northeastern New Brunswick." Geological Survey of Canada in: Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 3(89-2): 119-122.

Sylvester, Arthur G. (1988). "Strike-slip faults." Geological Society of America Bulletin **100**(11): 1666-1703.

Thomas, W. A. (2006). "Tectonic inheritance at a continental margin." GSA Today **16**(2).

Thompson, T.B. et Beaty, D. W. (1990). "Geology and the Origin of Ore Deposits in the Leadville District, Colorado: Part II. Oxygen, Hydrogen, Carbon, Sulfur, and Lead Isotope Data and Development of a Genetic Model." Economic Geology Monograph **7**: 156-179.

Thorne, K. G., Fyffe, L. R. et Creaser, R. A. (2013). "Re-Os geochronological constraints on the mineralizing events within the Mount Pleasant Caldera:

implications for the timing of sub-volcanic magmatism." Atlantic Geology **49**: 131-150.

Tiping, D., Chengxin, Z., Defang, W., Zhijian, L. et Guilan, Z. (2003). "An Experimental Calibration on the Sphalerite-Galena Sulfur Isotope Geothermometer." Acta Geologica Sinica (English Edition) **77**(4): 519-521.

Tremblay, A. et Castonguay, S. (2002). "Structural evolution of the Laurentian margin revisited (southern Quebec Appalachians): Implications for the Salinian orogeny and successor basins." Geology **30**(1): 79.

Tremblay, A. et Pinet, N. (2005). "Diachronous supracrustal extension in an intraplate setting and the origin of the Connecticut Valley–Gaspé and Merrimack troughs, northern Appalachians." Geological Magazine **142**(1): 7-22.

van Staal, C. R. (1994). "Brunswick subduction complex in the Canadian Appalachians: Record of the Late Ordovician to Late Silurian collision between Laurentia and the Gander margin of Avalon." Tectonics **13**(4): 946-962.

van Staal, C. R. (2007a). "Bedrock geology of the Bathurst area (NTS 21 P/12). Gloucester County, New Brunswick."

van Staal, C. R. (2007b). "Pre-Carboniferous Tectonic Evolution and Metallogeny of the Canadian Appalachians. in Goodfellow, W.D., ed., Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods." Geological Association of Canada Mineral Deposits Division(Special Publication No. 5): 793-818.

van Staal, C. R., Currie, K. L., Rowbotham, G., Rogers, N. et Goodfellow, W. (2008). "Pressure-temperature paths and exhumation of Late Ordovician-Early Silurian blueschists and associated metamorphic nappes of the Salinic Brunswick subduction complex, northern Appalachians." Geological Society of America Bulletin **120**(11-12): 1455-1477.

van Staal, C. R. et de Roo, J. A. (1995). "Mid-Paleozoic Tectonic Evolution of the Appalachian Central Mobile Belt in Northern New Brunswick, Canada: Collision,

Extensional, Collapse and Dextral Tranpression." Geological Association of Canada(Special Paper 41): 367-389

van Staal, C. R., Dewey, J. F., Niocail, C. M. et McKerrow, W. S. (1998). "The Cambrian-Silurian tectonic evolution of the northern Appalachians and British Caledonides: history of a complex, west and southwest Pacific-type segment of Iapetus." Geological Society, London, Special Publications **143**(1): 197-242.

van Staal, C. R. et Fyffe, L. R. (1995). "Dunnage Zone-New Brunswick; in Chapter 3 of Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland, (ed.) H. Williams; ." Geological Survey of Canada **Geology of Canada**(6): 166-178.

Vokes, F. M., Spry, P. G. et Marshall, B. (1998). "Ores and metamorphism: introduction and historical perspectives." Rev Econ Geol **11**: 1-18.

Walker, J. A. et Douglas, C. (2012). "The Mount Costigan Zn-Pb-Ag Deposit, West-Central New Brunswick, Canada: Stratigraphic Setting and Evolution of Felsic Intrusion-Related Mineralization." New Brunswick Energy and Mines Geological Surveys **MRR 2012-1**(Paper 2).

Walker, J. A., Gower, S. J. et McCutcheon, S. R. (1991). "Antinouri-Nicholas project, northern New Brunswick. In: S. A. Abbott (ed.), Project Summaries for 1991. Sixteenth Annual Review of Activities." New Brunswick Department of Natural Resources and Energy, Mineral Resources **Information Circular 91-2**: 87-100.

Walker, J. A., Gower, S. J. et McCutcheon, S. R. (1993). "Antinouri Lake-Nicholas Denys Project, Gloucester and Restigouche counties, New Brunswick. In: Current Research. Edited by S. A. Abbott." New Brunswick Department of Natural Resources and Energy, Mineral Resources **Information Circular 93-1**: 58-70.

Walker, J. A. et McCutcheon, S. R. (1995). "Siluro-Devonian stratigraphy of the Chaleur Bay Synclinorium, Northern New Brunswick. In: Current Research 1994. Compiled and Edited by S.A.A. Merlini." New Brunswick Department of Natural Resources: 225-244.

Whalen, J. B., Jenner, G. A., Hegner, E., Gariépy, C. et Longstaffe, F. J. (1994). "Geochemical and isotopic (Nd, O and P) constraints on granite sources in the Humber and Dunnage zones, Gaspésie, Quebec, and New-Brunswick: implications for tectonics and crustal structure." Canadian Journal of Earth Sciences **31**: 323-340.

Williams, H. (1979). "Appalachian Orogen in Canada." Canadian Journal of Earth Sciences **16**: 792-807.

Williams, H. (1995). "Introduction: Chapter 1 in Geology of the Appalachian-Caledonian Orogen in Canada and Greenland, (ed.) H. Williams." Geological Survey of Canada **Geology of Canada**(6): 1-19.

Williams, H., Colman-Sadd, S.P. et Swinden, H.S. (1988). "Tectono-stratigraphic subdivisions of central Newfoundland." Geological Survey of Canada **88**(1B): 91-98.

Wilson, R. A. (2003). "Geochemistry and petrogenesis of Ordovician arc-related mafic volcanic rocks in the Popelogan Inlier, northern New Brunswick." Canadian Journal of Earth Sciences **40**(9): 1171-1189.

Wilson, Reginald A. et Kamo, S. (2012). "The Salinic Orogeny in northern New Brunswick: geochronological constraints and implications for Silurian stratigraphic nomenclature." Canadian Journal of Earth Sciences **49**(222-238).

Winchester, J. A., van Staal, C. R. et Langton, J. P. (1992). "The Ordovician volcanics of the Elmtree-Belledune inlier and their relationship to volcanics of the northern Miramichi Highlands, New Brunswick." Canadian Journal of Earth Sciences: 1430-1447.

Winter, J. D. (2010). "Principles of igneous and metamorphic petrology."

Woodhead, J. (2002). "A simple method for obtaining highly accurate Pb isotope data by MC-ICP-MS." Journal of Analytical Atomic Spectrometry **17**(10): 1381-1385.

Zagorevski, A., van Staal, C. R., McNicoll, V. J., Hartree, L. et Rogers, N. (2012). "Tectonic evolution of the Dunnage Mélange tract and its significance to the closure of Iapetus." Tectonophysics **568-569**: 371-387.

Zartman, R. E. et Doe, B. R. (1981). "Plumbotectonics - the model." Tectonophysics **75**: 135-162.

Webographie

Beaudoin, G. et Therrien, P. (2009). "The web stable isotope fractionation calculator. In: Handbook of stable isotope analytical techniques." De Groot, P.A. (ed.) Elsevier. Récupéré de <http://www2.ggl.ulaval.ca/cgi-bin/alphadelta/alphadelta.cgi>.

Department of Natural Resources, New Brunswick. (2014). "Database - Mineral Occurrence." Récupéré de <http://dnre-mrne.gnb.ca/mineraloccurrence/>.

Department of Natural Resources, New Brunswick. (2014). "Mineral History Database." Récupéré de <http://www1.gnb.ca/0078/GeoscienceDatabase/MineralHistory/MinHis-e.asp>.

Puma, Exploration. (2014). ""Advancing a Successful Discovery Model". Nicholas-Denys Porphyry System Presentation, New Brunswick." Récupéré de <http://www.explorationpuma.com/images/NDPorphyryAugust2014.pdf>.

APPENDICE A

| | Non altéré | Altéré | Gain/Perte rapport à Ci0 | par | Gain/Perte (wt.%) |
|--------------------------------|------------|----------|-----------------------------|-----|-------------------|
| Échantillon | 343628 | 343634 | $\Delta Ci/Ci0$ | | ΔCi |
| Localisation | FHa12-02 | FHa12-02 | | | |
| SiO ₂ | 58.03 | 56.74 | -0.02 | | -1.29 |
| TiO ₂ | 0.74 | 0.65 | -0.12 | | -0.09 |
| Al ₂ O ₃ | 18.50 | 16.56 | -0.10 | | -1.94 |
| Fe ₂ O ₃ | 5.32 | 5.01 | -0.06 | | -0.31 |
| MnO | 0.10 | 0.27 | 1.70 | | 0.17 |
| MgO | 4.07 | 6.45 | 0.58 | | 2.38 |
| CaO | 3.32 | 7.50 | 1.26 | | 4.18 |
| Na ₂ O | 0.67 | 0.57 | -0.15 | | -0.10 |
| K ₂ O | 3.70 | 2.71 | -0.27 | | -0.99 |
| P ₂ O ₅ | 0.14 | 0.10 | -0.26 | | -0.04 |
| BaO | 0.06 | 0.04 | -0.33 | | -0.02 |
| LOI | 4.20 | 2.84 | -0.32 | | -1.36 |
| Cr ₂ O ₃ | 0.01 | | | | |